

UNIVERSIDADE DE LISBOA  
FACULDADE DE CIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



**Avaliação dos Impactes das Alterações Climáticas nos  
Aquíferos Costeiros do Concelho de Almada**

**Frederico Ferreira**

Mestrado em Geologia Aplicada  
Especialização em Hidrogeologia

2012

UNIVERSIDADE DE LISBOA  
FACULDADE DE CIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



**Avaliação dos Impactes das Alterações Climáticas nos  
Aquíferos Costeiros do Concelho de Almada**

**Frederico Ferreira**

Dissertação de mestrado orientada pela Professora Doutora Maria do  
Rosário Carvalho e pela Professora Doutora Manuela Simões

Mestrado em Geologia Aplicada  
Especialização em Hidrogeologia

2012

## Resumo

O concelho de Almada apresenta uma vasta extensão litoral, cujos aquíferos são suscetíveis às alterações climáticas, nomeadamente no que diz respeito às variações do nível médio do mar e à taxa de recarga. Este estudo teve como principal objetivo a avaliação dos impactes das alterações climáticas sobre estes aquíferos costeiros.

O estudo constou da inventariação de captações de água, recolha de amostras para análise físico-química e isotópica ( $\delta^2\text{H}$  e  $\delta^{18}\text{O}$ ); medição pontual e contínua de níveis piezométricos em poços e furos; identificação de parâmetros hidrodinâmicos do aquífero explorado através da análise de ensaio de recuperação; realização de prospeção geofísica (*Transient Electromagnetic Method*); modelação numérica do fluxo e transporte de massa no aquífero livre arenoso, através do *software Finite Element Subsurface Flow & Transport Simulation* (FEFLOW), para as condições atuais e previsão da variação da altura piezométrica e da intrusão salina como resultado das alterações climáticas.

As captações estudadas captam águas com fácies hidrogeoquímicas que variam entre bicarbonatada cálcica, sulfatada cálcica, cloretada cálcica, sulfatada magnesiânica-sódica, bicarbonatada magnesiânica e cloretada-sulfatada cálcica. Os valores obtidos para a condutividade das águas amostradas variam de 6290  $\mu\text{S}/\text{cm}$  a 752  $\mu\text{S}/\text{cm}$ .

Observa-se forte contaminação da água subterrânea por atividades agrícolas, devido a elevadas concentrações de sulfatos e nitratos. A contaminação de captações por água do mar é muito incipiente e restrita às captações mais profundas. Tal é confirmado pelo estudo das razões isotópicas  $\delta^2\text{H}$  e  $\delta^{18}\text{O}$ , que indicam origem meteórica para as águas subterrâneas.

Os perfis geofísicos realizados permitiram identificar a presença de um aquífero de água muito contaminada desenvolvido em areias, em alguns locais a recarga deste aquífero efetua-se através das formações da base da arriba fóssil e zonas de ascensão de água subterrânea, provavelmente associadas a fraturas nas formações subjacentes - argilas e margas do Miocénico. Este fluxo vertical de água subterrânea poderá representar descarga de um aquífero confinado/semi-confinado, cujo nível piezométrico deve ser superior à cota da base das areias, definindo um alinhamento com direção NW-SE paralelo à arriba Fóssil da Costa da Caparica.

A simulação do fluxo e transporte de massa no aquífero livre costeiro da planície, considerando a situação mais pessimista para as alterações climáticas de 1,5 m de subida do nível do mar e da diminuição da precipitação em 42%, mostrou que a interface água doce/ água salgada poderá vir a avançar 20 m para o interior do continente em relação à situação atual de 50 m e o nível piezométrico poderá descer cerca de 1,5 se se mantiverem as extrações atuais.

## Abstract

The county of Almada has a vast coastline, whose aquifers are susceptible to climate change, particularly with respect to variations in mean sea level and the rate of recharge. This study aimed to evaluate the impacts of climate change on these coastal aquifers.

The study consisted of inventorying water abstraction, collection of samples for physico-chemical and isotopic analysis ( $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^2\text{H}$ ); punctual and continuous measurement of piezometric levels in wells and boreholes; identification of hydrodynamic parameters of the explored aquifer through recovery test analysis; geophysics prospecting achievement (Transient Electromagnetic Method); numerical modeling of flow and mass transport in a sandy unconfined aquifers, using the software Finite Element Subsurface Flow & Transport Simulation (FEFLOW) for current conditions and forecast piezometric height variation and salt water intrusion as a result of climate change.

The studied catchments capture water with hydrogeochemical facies ranging from calcium bicarbonate, calcium sulfated, chlorinated calcic, magnesian-sulfated sodium, bicarbonate magnesian and chlorinated-sulfated calcium. The values obtained for the conductivity of the sampled waters range from 6290  $\mu\text{S}/\text{cm}$  to 752  $\mu\text{S}/\text{cm}$ .

There is strong contamination of groundwater by farming activities, due to high concentrations of sulfates and nitrates. The contamination of the catchments by sea water is very incipient and restricted to the deepest. This is confirmed by the study of isotopic ratios  $\delta^2\text{H}$  and  $\delta^{18}\text{O}$ , indicating meteoric origin to the groundwater.

The geophysical profiles performed allowed to identify the presence of a very contaminated water aquifer developed in sands, in some places the recharge of this aquifer is carried out through the base of the fossil cliff formations and areas of rising groundwater, probably associated with fractures in the underlying formations - clays and marls of the Miocene. This vertical flow of groundwater discharge may represent a confined aquifer/semi-confined, which piezometric level must be above the elevation of the base of sands, defining an alignment with NW-SE direction parallel to the fossil cliff of the Costa da Caparica.

The simulation of mass flow and transport in unconfined aquifers of the coastal plain, considering the worst case situation with climate changes of 1.5 m rise in sea level and precipitation fall in 42%, showed that the interface freshwater/saltwater is likely to go forward 20 m into the continent as compared to the current situation of 50 m and the piezometric level could drop about 1.5 keeping current extractions.

## Agradecimentos

Em primeiro lugar quero agradecer aos meus pais pelo apoio incondicional em todos os passos da minha vida, e por terem financiado toda a minha vida académica. Um especial agradecimento ao meu irmão pelas “dicas” para conseguir ultrapassar as várias etapas do ensino superior, e por me ter cedido um “teto” para viver em Lisboa.

À Professora Doutora Maria do Rosário Carvalho por desde o início ter demonstrado o interesse e dedicação necessários para o desenvolvimento deste trabalho, aceitando-me como seu orientando e por me ter apoiado de maneira imprescindível, pela amizade e pela transmissão de conhecimentos que, não só para esta fase da minha vida académica me transmitiu, mas também por todo o restante percurso universitário. Tenho igualmente de enaltecer a “muita” paciência e dedicação que deu a este trabalho.

À Professora Doutora Maria Manuela Simões, da Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade Nova de Lisboa (FCT-UNL), por ter aceite ser minha co-orientara, pelo fornecimento de dados e pelos esclarecimentos prestados.

À Professora Doutora Catarina Silva, à Professora Doutora Paula Galego Fernandes e à colega Catarina Caria pela ajuda prestada durante o trabalho de campo.

Ao Eng. Luís Carita pela amizade, companhia e realização das análises físico-químicas das águas.

À Doutora Aurora Bizarro, minha chefe no Instituto Hidrográfico (IH), por todas as facilidades que me concedeu quando foi necessário ausentar-me das instalações do IH para resolver assuntos relacionados com este trabalho.

À Cassandra Pólvora que ajudou sempre nos momentos difíceis de formatação do texto.

À Sofia Mateus pela ajuda na realização do *abstract*, mesmo não conhecendo o tema.

A todos os professores do Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa (GeoFCUL) que fizeram parte da minha formação, pelos princípios e conceitos, pela amizade e colaboração, cooperação e instrução ao longo dos anos que passei como aluno deste departamento nos últimos anos. A todos muito OBRIGADO.

# Índice Geral

Resumo .....	I
Abstract .....	II
Agradecimentos .....	III
Índice Geral.....	IV
Índice Figuras.....	VI
Índice Tabelas .....	IX
1. Introdução .....	1
1.1. Objetivos .....	2
1.2. Tarefas .....	2
1.3. Organização.....	2
1.4. Metodologia .....	3
2. Aquíferos costeiros .....	5
3. Alterações climáticas .....	12
4. Caraterização da área em estudo .....	17
4.1. Localização geográfica.....	17
4.2. Enquadramento geológico.....	18
4.3. Enquadramento hidrogeológico .....	23
4.4. Caraterização climática .....	27
5. Hidrogeoquímica .....	29
5.1. Resultados .....	30
5.1.1. Erro balanço - ERB.....	32
5.1.2. pH .....	32
5.1.3. Condutividade.....	33
5.1.4. Dureza total.....	35
5.1.5. Alcalinidade.....	35
5.1.6. Ânions .....	36
5.1.7. Cátions .....	40
5.2. Discussão.....	42

5.2.1.	Fácies hidroquímica.....	42
5.2.2.	Processos de mistura e/ou contaminação.....	44
5.2.3.	Equilíbrio água-rocha .....	54
6.	Geoquímica isotópica – Isótopos estáveis de oxigénio e hidrogénio .....	56
6.1.	Resultados .....	57
6.2	Discussão .....	59
7.	Hidrodinâmica .....	62
7.1.	Resultados .....	63
7.2.	Discussão.....	65
8.	Intrusão salina.....	66
8.1.	Prospecção geofísica .....	68
8.1.1	Resultados .....	70
8.1.3.	Discussão .....	72
8.2.	Modelação .....	75
8.2.1.	Modelação analítica.....	76
8.2.2.	Modelação matemática .....	77
8.2.2.1.	Aplicação do FEFLOW .....	78
8.2.2.2.	Resultados .....	81
8.2.2.3.	Discussão .....	82
9.	Conclusões.....	83
	Referências.....	86

## Índice Figuras

Figura 1- Localização das captações na área em estudo.....	4
Figura 2 - Esquema ilustrativo do equilíbrio da água doce/água salgada numa zona costeira de acordo com os supostos básicos de Ghyben – Herzberg (adaptado de Custódio e Llamas, 1983). 5	5
Figura 3 - a) Aquífero livre costeiro em condições de descarga de água subterrânea naturais; b) Intrusão passiva de água salgada (adaptado de Fetter, 1994). ....	7
Figura 4 - Variação da interface água doce/água salgada nos diferentes ciclos de maré (adaptado de Barlow, 2003). ....	8
Figura 5 - a) Intrusão ativa de água salgada num aquífero confinado com a superfície piezométrica abaixo do nível do mar; b) Intrusão ativa de água salgada num aquífero livre a afetar um furo de extração (adaptado de Fetter, 1994). ....	9
Figura 6 – Desenvolvimento de cones salinos. Em A não existe contaminação por água salgada. Em B a captação é explorada acima do caudal crítico e ocorre a formação de um cone salino contaminando a água da captação com água salgada (adaptado de Custódio e Llamas, 1983). ....	9
Figura 7 - Contaminação salina num furo a captar no aquífero confinado. A) contaminação por má construção do furo. B) contaminação por infiltração de água salgada do aquífero superior através do aquitardo (adaptado de Custódio e Llamas, 1983). ....	10
Figura 8 - O potencial do aquífero é suficiente para o escape de água doce para o mar, permitindo um pequeno avanço da cunha salina (adaptado de Custódio e Llamas, 1983). ....	10
Figura 9 - A pressão do aquífero é suficiente para não permitir o avanço da cunha salina (adaptado de Custódio e Llamas, 1983). ....	10
Figura 10 - A cunha salina invade o aquífero devido ao baixo potencial do aquífero (adaptado de Custódio e Llamas, 1983). ....	11
Figura 11 - Sobreposição de vários aquíferos. A penetração de água salgada depende do potencial individual de cada aquífero (adaptado de Custódio e Llamas, 1983). ....	11
Figura 12 - Distribuição da precipitação mensal, segundo o modelo HadCM3-AC2 (adaptado Santos <i>et. al.</i> , 2002). ....	14
Figura 13 - Distribuição da precipitação mensal, segundo o modelo HadCM2 (adaptado Santos <i>et. al.</i> , 2002). ....	15
Figura 14 - Localização geográfica da área em estudo. ....	17
Figura 15 - Extraído da Carta Geológica de Portugal à escala 1:50.000 - Folhas 34-C, 34-D e 38-B, dos Serviços Geológicos de Portugal. ....	18
Figura 16 - Perfil geológico da Bacia Terciária do Tejo-Sado (adaptado de Ribeiro <i>et al.</i> , 1979). ....	19
Figura 17 - Corte Geológico esquemático da Península de Setúbal (adaptado de Andrade, 1989). ....	21
Figura 18 a) e b) - Perfis geológicos da zona Oeste da Península de Setúbal (adaptado de Simões, 1998). ....	22
Figura 19 - Unidades Hidrogeológicas de Portugal (adaptado de <a href="http://www.snirh.pt">www.snirh.pt</a> ). ....	23
Figura 20 - Sistemas aquíferos da Bacia do Tejo-Sado (adaptado de Almeida <i>et al.</i> , 2000). ....	24



Figura 21 - Enquadramento litoestratigráfico do sistema aquífero da Margem Esquerda (adaptado de Almeida <i>et al.</i> , 2000).	26
Figura 22 – Clima de Portugal continental, segundo a classificação de Koppen (adaptado de <a href="http://www.meteo.pt/pt/areaeducativa/otempo.eoclima/clima.pt/index.html">www.meteo.pt/pt/areaeducativa/otempo.eoclima/clima.pt/index.html</a> ).	28
Figura 23 - Variação espacial do pH.	33
Figura 24 - Variação espacial da condutividade ( $\mu\text{S}/\text{cm}$ ).	34
Figura 25 - Variação espacial da condutividade ( $\mu\text{S}/\text{cm}$ ), registados por Simões <i>et al.</i> , (2011)...	35
Figura 26 - Variação espacial do cloreto ( $\text{mg}/\text{L}$ ).	37
Figura 27 - Variação espacial do sulfato ( $\text{mg}/\text{L}$ ).	38
Figura 28 - Variação espacial do nitrato ( $\text{mg}/\text{L}$ ).	39
Figura 29 - Variação espacial do sódio ( $\text{mg}/\text{L}$ ).	41
Figura 30 - Diagramas de <i>Stiff</i> para as águas em estudo.	43
Figura 31 - Diagrama de <i>Piper</i> para as águas em estudo.	44
Figura 32 - Relação entre as concentrações dos iões $\text{Na}^+$ e $\text{Cl}^-$ . A linha representa uma linha de mistura com a água do mar	45
Figura 33 - Relação entre a concentração do ião $\text{Cl}^-$ e a condutividade.	45
Figura 34 - Relação entre a concentração do ião $\text{SO}_4^{2-}$ e a condutividade.	46
Figura 35 - Relação entre as concentrações dos iões $\text{SO}_4^{2-}$ e $\text{Br}^-$ . A linha representa uma linha de mistura com a água do mar.	46
Figura 36 - Relação entre as concentrações dos iões $\text{SO}_4^{2-}$ e $\text{Cl}^-$ . A linha representa uma linha de mistura com a água do mar.	47
Figura 37 - Relação entre as concentrações dos iões $\text{SO}_4^{2-}$ e $\text{NO}_3^-$ .	47
Figura 38 - Relação entre as concentrações dos iões $\text{Br}^-$ e $\text{Cl}^-$ . A linha representa uma linha de mistura com a água do mar.	48
Figura 39 - Relação entre as concentrações dos iões $\text{HCO}_3^-$ e $\text{Ca}^{2+}$ .	49
Figura 40 - Relação entre as concentrações dos iões $\text{HCO}_3^-$ e $\text{Cl}^-$ . A linha representa uma linha de mistura com a água do mar.	49
Figura 41 - Relação entre as concentrações dos iões $\text{Mg}^{2+}$ e $\text{Ca}^{2+}$ . A linha representa uma linha de mistura com a água do mar.	50
Figura 42 - Distribuição espacial da razão isotópica $\delta^{18}\text{O}$ das águas subterrâneas amostradas (valores em ‰ em relação a VSMOW).	58
Figura 43 - Distribuição espacial da razão isotópica $\delta^2\text{H}$ das águas subterrâneas amostradas (valores em ‰ em relação a VSMOW).	59
Figura 44 - Diagrama de dispersão dos teores de $\delta^{18}\text{O}$ e de $\delta^2\text{H}$ . A vermelho a reta meteórica global e a verde a reta meteórica para Portugal continental.	60
Figura 45 – Variação dos valores de $\delta^2\text{H}$ em função da possível altitude de recarga.	61
Figura 46 – Variação dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ em função da possível altitude de recarga.	61
Figura 47 – Curva de oscilação do nível piezométrico do P12A, desde das 11:40 horas do dia 25/11/2011 às 10 horas do dia 12/12/2011.	64

Figura 48 – Curva de oscilação do nível piezométrico do P17A, das 12 horas do dia 25/11/2011 às 10:10 horas do dia 12/12/2011. ....	64
Figura 49 – Curva de oscilação do nível piezométrico do F3A.....	64
Figura 50 - Configuração esquemática do arranjo do loop utilizado nos trabalhos de campo, quadrado de 6 x 6m.....	69
Figura 51 - Localização dos perfis geofísicos considerados na interpretação. ....	70
Figura 52 - Perfil geofísico B.....	71
Figura 53 - Perfil geofísico C.....	71
Figura 54 – Perfil geofísico D.....	71
Figura 55 - Perfil geofísico E.....	72
Figura 56 - Alinhamento das sondagens geofísicas que indicam zonas de maior resistividade no interior de zonas de maiores resistividades, podendo relacionar-se com ascensão de águas subterrâneas através de fraturas. A vermelho estão representadas as sondagens geofísicas que detetam ascensão da água e a tracejado o alinhamento definido por essas sondagens. ....	74
Figura 57 – Localização do modelo de fluxo e transporte de massa: a amarelo as sondagens realizadas no perfil geofísico C; a azul a captação de água utilizada como ponto de observação; a linha verde representa o perfil da zona do aquífero modelada. ....	78
Figura 58 – Pormenor da malha de elementos triangulares na zona da captação P17A.....	79
Figura 59 - Condições fronteira para o modelo de fluxo. ....	80
Figura 60 - Condições fronteira para o modelo de transporte. ....	80
Figura 61 - Mapa da salinidade entre o mar e a captação P17A.....	81
Figura 62 - Mapa da salinidade entre o mar e a captação P17A, após calibração do modelo. ....	81
Figura 63 - Mapa da salinidade entre o mar e a captação P17A, após a subida do nível do mar e a diminuição da recarga do aquífero.....	82

## Índice Tabelas

Tabela 1- Alterações previstas pelos modelos climáticos, para a região Sul (Santos e Miranda, 2006). .....	13
Tabela 2 - Subunidades aquíferas no Cenozóico do Baixo Tejo (Simões, 1998). .....	24
Tabela 3 – Parâmetros obtidos no campo para as águas estudadas.....	30
Tabela 4 – Dados obtidos no laboratório para as águas estudadas. ....	31
Tabela 5 - Índices hidrogeoquímicos. ....	51
Tabela 6 - Fração de água salgada para as amostras recolhidas.....	53
Tabela 7 - Percentagem de água do mar necessário para igualar a concentração real de $Cl^-$ das amostras, valores obtidos através de simulações no <i>Phreeqc</i> . ....	53
Tabela 8 - Contaminação por sulfato. ....	54
Tabela 9 – Índices de saturação das amostras analisadas. Verde, significa água sobressaturada. Vermelho, significa água subsaturada. Azul, significa água em equilíbrio. ....	55
Tabela 10 - Resultados das análises isotópicas. ....	58
Tabela 11 - Profundidade da interface água doce/água salgada, obtida através da aplicação de princípio de Ghyben – Herzberg. ....	76

## 1. Introdução

Estando o concelho de Almada situado no litoral, torna-se importante o desenvolvimento de pesquisa científica de forma a melhorar o conhecimento dos aquíferos costeiros e prever resposta às alterações climáticas. O aquífero marginal situado na Costa de Caparica, entre a Cova do Vapor e a Fonte da Telha, é uma importante fonte de abastecimento para a agricultura.

Face às alterações climáticas, analisou-se a vulnerabilidade do aquífero costeiro tendo em conta os efeitos sobre Este da subida do nível do mar, diminuição da recarga, e caudais de exploração.

A atual posição da interface água doce/água salgada e as consequências que as alterações climáticas vão provocar nos aquíferos costeiros, deviam ser alvo de estudos mais pormenorizados por parte dos organismos encarregues do planeamento e gestão de recursos hídricos subterrâneos. Deste modo, a realização de investigação que contribua para um maior conhecimento desta problemática pode ter elevada relevância, podendo ser um ponto de partida para a realização de estudos mais aprofundados e de maior investimento financeiro.

Entendeu-se por isso oportuna a realização deste trabalho de pesquisa, para melhorar o conhecimento acerca da posição da interface água doce/água salgada e as consequências das alterações climáticas no aquífero em questão.

O fenómeno de intrusão salina apresenta uma evolução lenta e como se processa no subsolo, não havendo redes de monitorização, os seus efeitos só serão sentidos quando captações subterrâneas ali existentes já estão afetadas. Se as instituições encarregues do planeamento e gestão de recursos hídrico não estiverem atentas à eventualidade da ocorrência de intrusão salina nos aquíferos e não forem adotadas medidas para o acompanhamento e prevenção contra a degradação da qualidade da água, as ações corretivas e de reabilitação revelar-se-ão difíceis, demoradas, onerosas e responsáveis por grandes transtornos aos diversos utilizadores. Assim, a gestão qualitativa sustentável deve proteger e preservar os aquíferos costeiros e adotar medidas para a melhoria progressiva da qualidade numa perspetiva de longo prazo.

A região litoral do concelho de Almada, entre a arriba fóssil da Costa da Caparica e o mar, é uma área potencialmente suscetível a avanços da cunha salina e consequente contaminação dos recursos hídricos subterrâneos por se localizar em poroso, com grande capacidade para facilitar a progressão da intrusão salina para o interior do aquífero.

O concelho de Almada tem sofrido inúmeras transformações no seu meio físico ao longo do tempo, devido à construção de casas e prédios, em particular na Costa da Caparica. Esta região tem uma enorme suscetibilidade devido à proximidade ao mar conjugada com as alterações climáticas que se preveem e consequentes diminuições da recarga dos aquíferos e subida do nível do mar empoladas pela significativa pressão, exercida por atividades humanas com especial relevância para as urbano-turísticas e agrícolas.

## 1.1. Objetivos

O trabalho de investigação conducente a esta dissertação teve como objetivo principal a avaliação de impactes das alterações climáticas nos aquíferos costeiros do concelho de Almada, bem como, a obtenção de dados hidrogeológicos de modo a gerar conhecimento científico que auxilie as autoridades competentes na gestão dos recursos hídricos.

## 1.2. Tarefas

Para se atingirem os objetivos propostos foram efetuadas as seguintes tarefas:

- Inventariação de captações de água subterrânea na zona litoral e estuarina;
- Medição de parâmetros *in situ* e amostragem de água em captações selecionadas para realização de análises físico-químicas e isotópicas;
- Realização de análises químicas, de elementos maiores e menores e de isótopos ambientais  $\delta^2\text{H}$  e  $\delta^{18}\text{O}$ ; análise integrada dos resultados químicos e isotópicos obtidos;
- Medição de níveis piezométricos em poços e furos e a realização de ensaios de maré; interpretação dos ensaios realizados;
- Aplicação de métodos geofísicos para localização da posição da interface água doce/água salgada, com o recurso a perfis de resistividade elétrica;
- Modelação numérica do avanço da interface água doce/água salgada nos aquíferos estudados, tendo em conta as alterações climáticas previstas.

## 1.3. Organização

Este documento encontra-se dividido em nove capítulos.

No capítulo 1 é feita uma introdução ao trabalho realizado. São apresentados os objetivos, a organização, e expõe-se a metodologia usada para o desenvolvimento deste trabalho e para a execução dos objetivos pretendidos.

No capítulo 2 é elaborada uma breve introdução aos aquíferos costeiros e à problemática da contaminação de aquíferos costeiros pela água do mar.

No capítulo 3 é abordada a problemática das alterações climáticas e as consequentes implicações nos recursos hídricos subterrâneos. Sendo dada particular atenção à prevista redução da recarga dos aquíferos.

O capítulo 4 descreve a área em estudo, começando por localizá-la geograficamente. Em seguida, caracteriza-se a região ao nível geológico, hidrogeológico e climatológico.

No capítulo 5 é realizado o estudo hidrogeoquímico das águas amostradas. Nesta secção é analisado o balanço iónico, pH, condutividade, aniões ( $\text{Cl}^-$ ,  $\text{F}^-$ ,  $\text{NO}_2^-$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{Br}^-$ ,  $\text{PO}_4^{3-}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  e

HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>), catiões (Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, Mg<sup>2+</sup> e Ca<sup>2+</sup>), fácies hidroquímica, equilíbrio água-rocha, índices hidrogeoquímicos, misturas de águas e contaminações antrópicas.

No capítulo 6 é realizado o estudo de isótopos de  $\delta^2\text{H}$  e  $\delta^{18}\text{O}$ , em 10 águas amostrada com o objetivo de se identificarem processos de mistura ocorrentes nas águas subterrâneas da região.

O capítulo 7 trata da hidrodinâmica do aquífero. Para a determinação de alguns parâmetros hidráulicos dos aquíferos foram realizados ensaios de maré.

No capítulo 8 é abordado o fenómeno intrusão salina em aquíferos costeiros. Este fenómeno é estudado com recurso a prospeção geofísica e a modelação (analítica e matemática).

Por fim, no capítulo 9, apresentam-se as principais conclusões retidas do estudo e referem-se possíveis desenvolvimentos futuros.

#### **1.4. Metodologia**

A realização do presente trabalho contou com a consulta dos arquivos da Administração da Região Hidrográfica do Tejo (ARH Tejo), onde foi consultada informação sobre captações de água subterrânea existentes na área em estudo.

Foram realizados trabalhos de campo, nos meses de Maio e de Junho de 2011, nas zonas ribeirinha e litoral do concelho de Almada, que permitiram a inventariação de 18 captações de água subterrânea (13 poços e 5 furos). Em 16 destas captações foram recolhidas amostras de água para posterior análise química em laboratório.

Durante o inventário verificou-se a ausência de captações de água acessíveis na ribeirinha da área em estudo. Na localidade de Costa da Caparica foi difícil encontrar captações de água subterrânea, por ser uma zona residencial. Pelo contrário, a Sul o número de captações de água subterrânea é maior por se tratar de uma zona agrícola. A Figura 1 mostra a distribuição espacial das captações de água estudadas.

A caracterização da água subterrânea consistiu na medição *in situ* da temperatura, pH, condutividade elétrica e potencial redox, e da recolha de amostras para determinação da composição química da água em elementos maiores e análise das razões isotópicas  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  e  $^2\text{H}/^1\text{H}$ . A recolha foi efetuada em furos através de torneiras e tubos ligados diretamente às captações, dois a três minutos após a abertura, de forma a renovar a água do furo e da conduta. Quando a recolha foi efetuada em poços, foi utilizado um balde para trazer a água para a superfície. Todos os frascos utilizados na recolha foram, previamente, lavados três vezes com água da própria captação.

Nas medições dos parâmetros de campo utilizaram-se potenciómetros e eléctrodos para a condutividade, pH, temperatura e potencial redox. A recolha de água para análise dos parâmetros químicos foi efetuada sem qualquer tipo de tratamento.

As análises químicas das águas foram realizadas no Laboratório de Análise de Flúidos do Departamento de Geologia da FCUL (GeoFCUL). Os métodos analíticos utilizados foram: titulação para determinação do  $\text{CO}_2$  livre (com  $\text{NaOH}$  N/44, até o pH atingir 8,3) e alcalinidade (com  $\text{H}_2\text{SO}_4$  0,1 N (0,05M) até ser atingido o valor de pH 4,5); cromatografia iónica para determinação dos aniões ( $\text{F}^-$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Br}^-$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{NO}_2^-$ ,  $\text{PO}_4^{3-}$  e  $\text{SO}_4^{2-}$ ); absorção atómica de chama para determinação de catiões ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$  e  $\text{K}^+$ ).

Com o objetivo de se identificarem processos de mistura ocorrentes nas águas subterrâneas, procedeu-se à recolha de amostras para a realização de análises isotópicas de  $\delta^2\text{H}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  no Instituto Tecnológico e Nuclear (ITN). A precisão analítica é de 1,0 ‰ para o  $\delta^2\text{H}$  e de 0,1 ‰ para o  $\delta^{18}\text{O}$ .

A prospeção geofísica foi realizada através do *Transient Electromagnetic Method* (TEM). Este método baseia-se no modo como as ondas eletromagnéticas se propagam no meio a prospectar entre a fonte emissora e a fonte recetora, medindo a respetiva resistividade elétrica.

A modelação foi realizada com o *software* FEFLOW, que realiza modelação matemática 2D e 3D.

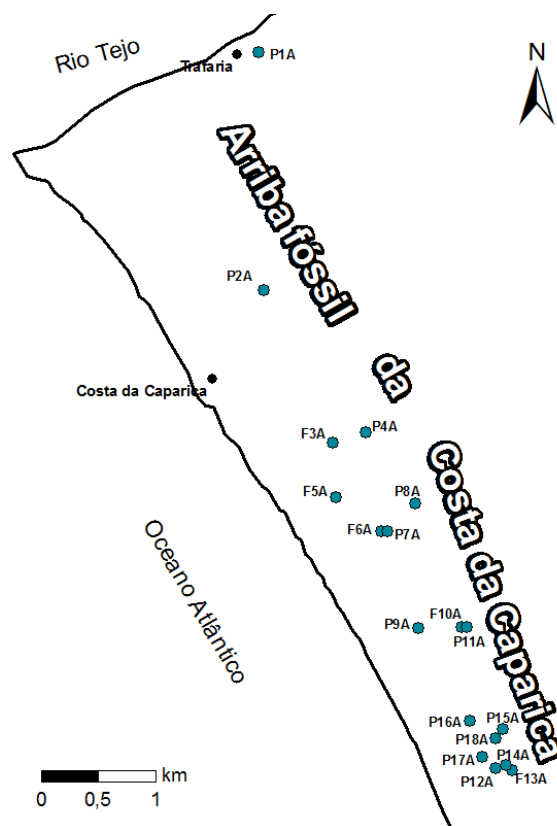


Figura 1- Localização das captações na área em estudo.

## 2. Aquíferos costeiros

São aquíferos costeiros os que se situam próximo do mar ou de lagos de água salgada e por isso as suas águas são fortemente influenciadas pelas águas salgadas que lhes conferem características diferenciadas. Nestes locais o fluxo subterrâneo de água doce, que se dirige do continente, confronta o fluxo subterrâneo de água salgada que progride no aquífero a partir do mar. Quando a extração de água do aquífero é superior à recarga, o fluxo de água subterrânea que se desloca em direção ao mar diminui ou regride, provocando o avanço da água salgada para o interior do continente. Chama-se a este fenómeno intrusão salina.

A zona de mistura ou interface teórica é uma zona de equilíbrio dinâmico na qual a água se move no solo em função da diferença de densidades entre água doce e salgada, e dos níveis potenciométricos no aquífero.

A densidade da água doce e da água salgada é de  $1,000 \text{ g/cm}^3$  e  $1,025 \text{ g/cm}^3$ , respetivamente. A viscosidade da água salgada é maior do que a da água doce na ordem de 30%, à mesma temperatura. Como consequência ocorre uma estratificação, ficando a água doce sobre a água salgada por baixo (Figura 2).

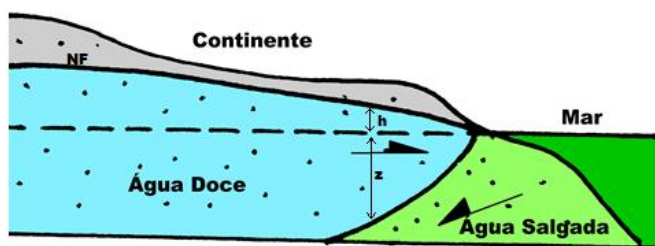


Figura 2 - Esquema ilustrativo do equilíbrio da água doce/água salgada numa zona costeira de acordo com os supostos básicos de Ghyben – Herzberg (adaptado de Custódio e Llamas, 1983).

Os primeiros estudos sobre a relação água doce/água salgada, foram realizados por Ghyben e Herzberg no final do século XIX em aquíferos costeiros na Holanda e início do século XX, na Alemanha, dando origem ao princípio de Ghyben – Herzberg.

Estes dois autores basearam-se no equilíbrio estático de colunas de água de diferentes densidades. Nos seus estudos é admitido:

- a) Fluxo de água doce perfeitamente horizontal e portanto o potencial é constante ao longo de qualquer vertical;
- b) Não existe fluxo de água salgada;
- c) A interface é um plano, não existindo zona de mistura.



Nestas condições, a profundidade da interface água doce/água salgada (Figura 2) em função da elevação do nível freático acima do nível do mar deve equilibrar a pressão da água doce e da água salgada de acordo com a expressão seguinte:

$$(h + z) \times \rho_d = z \times \rho_s$$

sendo:

$h \rightarrow$  elevação do nível freático acima do nível do mar, em metros;

$z \rightarrow$  profundidade da interface da água doce/água salgada abaixo do nível do mar, em metros;

$\rho_d \rightarrow$  densidade da água doce,  $1,000 \text{ g/cm}^3$ ;

$\rho_s \rightarrow$  densidade da água salgada,  $1,025 \text{ g/cm}^3$ ;

desta forma:

$$z = \frac{\rho_d}{\rho_s - \rho_d} \times h$$

Substituindo os valores de  $\rho_d$  e de  $\rho_s$  da expressão anterior, obtém-se:

$$z = 40 \times h$$

Em linhas gerais, pode-se dizer que para cada metro que o nível freático esteja acima do nível do mar, temos 40 metros de coluna de água doce flutuando sobre a água salgada.

Diversos autores (Custódio e Llamas (1983); Fetter (1994); e Silva (1988)) apontam como maior limitação do princípio de Ghyben-Herzberg a consideração de uma interface bem demarcada entre água doce/água salgada, quando na realidade existe uma zona de mistura.

Para Custódio e Llamas (1983), esta lei descreve corretamente a posição da interface se a espessura de mistura for pequena, quando comparada com a profundidade, e se o movimento da água for praticamente horizontal e permanente.

A espessura da zona de mistura pode variar de escassos metros, até algumas centenas de metros, estando na dependência das propriedades químicas e hidráulicas de cada um dos líquidos originais e a sua espessura depende da difusividade e dispersividade do meio e das características do movimento da água, tais como a permeabilidade e a heterogeneidade do meio e a magnitude das flutuações potenciométricas (Custódio e Llamas, 1983). Custódio e Llamas (1983) referem que obtiveram espessuras completamente diferentes para a zona de mistura. Esta afirmação é reforçada por Todd (1959) referindo que, a espessura da zona de mistura varia de 1 m a mais de 100 m.

A Figura 3 mostra a relação entre água doce e água salgada num aquífero costeiro livre, onde se encontra representada a posição da cunha salina, o nível freático, e a zona de mistura água doce/água salgada.

A invasão da água salgada num aquífero pode ser ativa ou passiva (Fetter, 1994). Segundo Fetter (1994), a invasão passiva de água salina ocorre quando o caudal de água doce no aquífero diminui, por diversas razões como diminuição da recarga ou exploração do aquífero, no entanto o gradiente hidráulico no aquífero ainda é favorável à descarga de água doce no mar. Nestes casos a interface entre água doce/água salgada, irá lentamente deslocar-se em direção ao continente até encontrar novo equilíbrio (Figura 3).

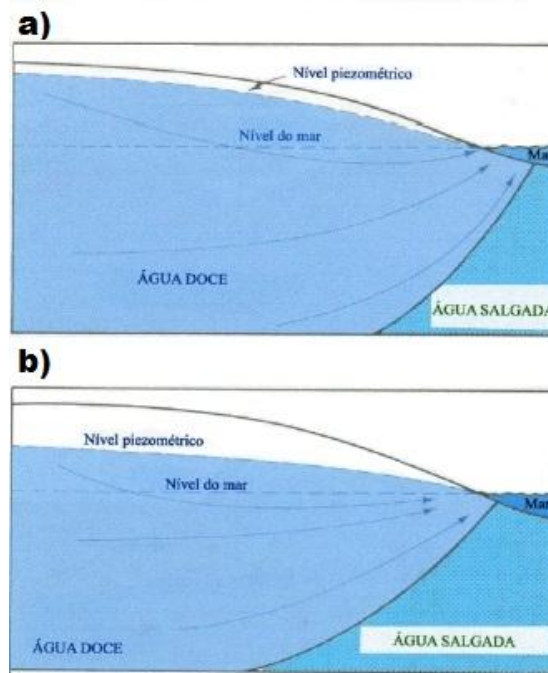


Figura 3 - a) Aquífero livre costeiro em condições de descarga de água subterrânea naturais; b) Intrusão passiva de água salgada (adaptado de Fetter, 1994).

Barlow (2003) refere que durante a preia-mar, a interface desloca-se em direção ao continente, acontecendo o inverso durante a baixa-mar (Figura 4).

**a) Maré alta**



**b) Fase intermédia do ciclo de maré**



**c) Maré baixa**



Figura 4 - Variação da interface água doce/água salgada nos diferentes ciclos de maré (adaptado de Barlow, 2003).

Fetter (2004) refere que a intrusão ativa ocorre quando o caudal extraído do aquífero é maior do que a recarga que o aquífero recebe. O gradiente hidráulico natural do aquífero é revertido, o aquífero deixa de ter capacidade de descarregar água no mar e a água doce vai mover-se da interface água doce/água salgada para as captações (Figura 5). Nestes casos a migração da interface cria um cone de depressão profundo (Figura 5). A interface desloca-se para o interior do continente mais rapidamente, só parando quando a intrusão alcançar o centro de bombagem (Figura 5).

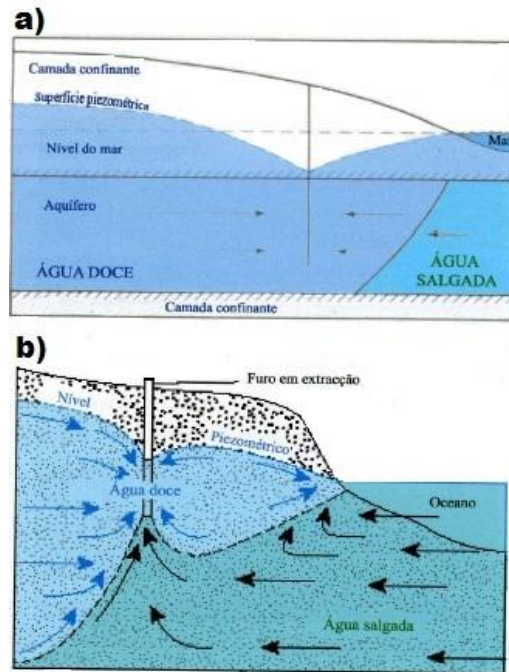


Figura 5 - a) Intrusão ativa de água salgada num aquífero confinado com a superfície piezométrica abaixo do nível do mar; b) Intrusão ativa de água salgada num aquífero livre a afetar um furo de extração (adaptado de Fetter, 1994).

De acordo com Custódio e Llamas (1983), outro modo de salinização ocorre quando numa massa de água doce que se encontra por cima de uma massa de água salgada se constrói uma captação que extraí um caudal acima do caudal crítico (Figura 6).

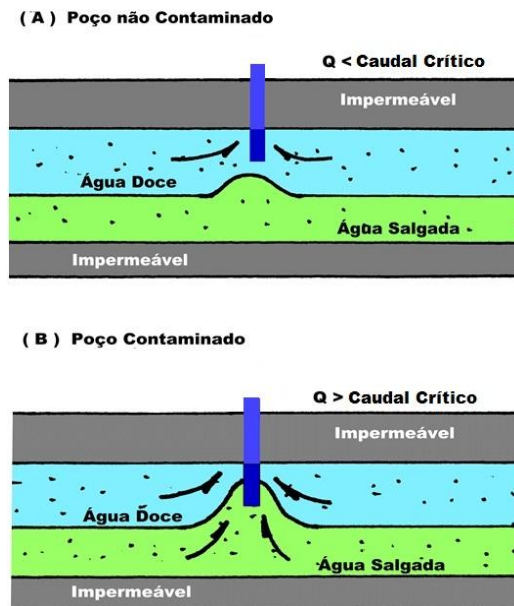


Figura 6 – Desenvolvimento de cones salinos. Em A não existe contaminação por água salgada. Em B a captação é explorada acima do caudal crítico e ocorre a formação de um cone salino contaminando a água da captação com água salgada (adaptado de Custódio e Llamas, 1983).

Segundo Custódio e Llamas (1983), outra hipótese poderá ser a infiltração (através de aquitardos) de água de outros aquíferos salinizados, por gotejamento ou por deficiências na captação (Figura 7).

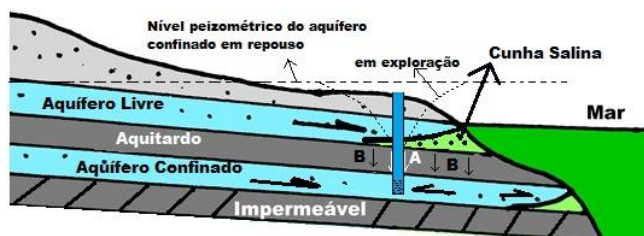


Figura 7 - Contaminação salina num furo a captar no aquífero confinado. A) contaminação por má construção do furo. B) contaminação por infiltração de água salgada do aquífero superior através do aquitardo (adaptado de Custódio e Llamas, 1983).

Estes autores referem ainda a possibilidade de contaminação por inundação da água do mar em zonas litorais durante tempestades, como aconteceu recentemente na zona junto ao parque de campismo da Costa da Caparica.

Em aquíferos costeiros confinados a relação entre água doce e água salgada pode acontecer de três formas diferentes:

→ A pressão da água no aquífero é suficiente para conseguir escapar para o mar, permitindo um pequeno avanço da cunha salina (Figura 8).

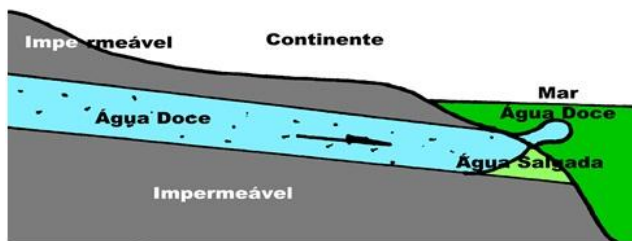


Figura 8 - O potencial do aquífero é suficiente para o escape de água doce para o mar, permitindo um pequeno avanço da cunha salina (adaptado de Custódio e Llamas, 1983).

→ O aquífero tem potencial suficiente para não permitir qualquer avanço da água do mar, sendo a área de contacto entre aquífero e mar totalmente de descarga de água doce para o mar (Figura 9).

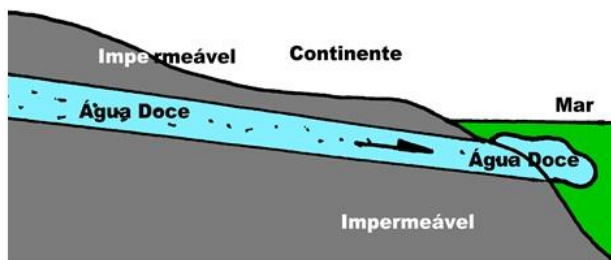


Figura 9 - A pressão do aquífero é suficiente para não permitir o avanço da cunha salina (adaptado de Custódio e Llamas, 1983).

Nestes casos a água doce pode escapar por regiões preferenciais, em quantidade e com pressão suficiente para que o seu fluxo seja percebido, dando origem a surgências de água doce. Algumas dessas surgências foram aproveitadas para abastecimento de submarinos durante a segunda guerra mundial, permitindo que eles não emergissem para reposição das suas reservas de água potável – este fato ocorre principalmente em aquíferos cársticos (Custódio e Llamas, 1983).

→ O potencial do aquífero é pequeno, e dessa forma há o avanço da água salgada para o seu interior (Figura 10).

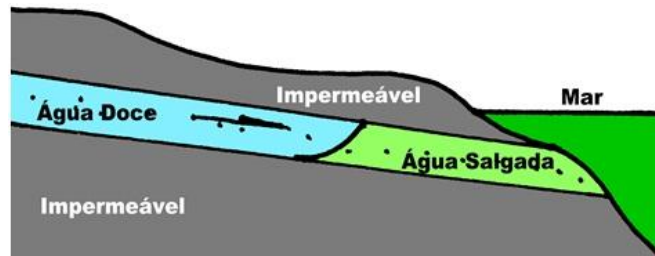


Figura 10 - A cunha salina invade o aquífero devido ao baixo potencial do aquífero (adaptado de Custódio e Llamas, 1983).

Quando se verificam aquíferos costeiros confinados sobrepostos, a zona de mistura de água doce com água salgada depende da altura potenciométrica de cada aquífero, podendo ocorrer várias combinações dos casos vistos acima. A Figura 11 ilustra esse fato, onde o segundo aquífero que se encontra confinado apresenta uma intrusão de água salgada bem mais acentuada que no primeiro aquífero confinado, demonstrando que o potencial do segundo é menor que o do primeiro. O terceiro aquífero confinado da mesma figura é o que apresenta maior potencial.

Em aquíferos semi-confinados, toda ou parte da água doce semi-confinada escapa dos aquíferos através da camada semi-permeável (Custódio e Llamas, 1983).

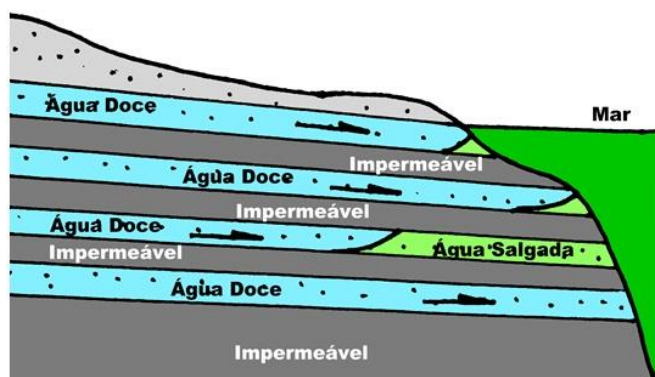


Figura 11 - Sobreposição de vários aquíferos. A penetração de água salgada depende do potencial individual de cada aquífero (adaptado de Custódio e Llamas, 1983).

### 3. Alterações climáticas

Nos últimos anos tem sido muitas vezes referido pelos cientistas na comunicação social que o planeta tem vindo a sofrer, desde meio do século XXI, um aumento da concentração na atmosfera de CO<sub>2</sub>, levando a um consequente aumento da temperatura média do ar. Os impactos causados pelas alterações climáticas afetam diferentes domínios, sendo os recursos hídricos certamente aqueles em que estes impactos serão mais significativos, quer pela relação direta da escorrência de água com o clima, quer pelas disponibilidades de água condicionarem muitos outros sectores da atividade socioeconómica.

As alterações climáticas provocam modificações no regime de precipitações que conduzem a variações do volume e distribuição temporal da disponibilidade de água, quer superficial quer subterrânea. A estes impactos sobre a quantidade da água há que acrescentar os impactos sobre a qualidade, igualmente relacionados com variações das disponibilidades de água, aumento da temperatura e subida do nível médio do mar.

As alterações climáticas têm sido alvo de vários estudos internacionais e nacionais que procuram quantificar cenários climáticos, investigar os seus impactos e propor medidas de mitigação e de adaptação.

Em termos internacionais devem ser referidos os trabalhos do *Internacional Panel on Climate Change* (IPCC), realizados por várias centenas de cientistas de diferentes países, na sequência de uma iniciativa das Nações Unidas. No seu terceiro relatório (IPCC, 2001), o IPCC prevê um aumento da temperatura média do ar entre 0,8°C e 2,6°C em 2050, e entre 1,4°C e 5,8°C em 2100. O estudo prevê ainda um aumento da precipitação média anual nas regiões a latitudes mais elevadas, assim como nas regiões equatoriais, em oposição a uma diminuição da precipitação nas regiões subtropicais. A frequência e magnitude de situações de cheia irão, provavelmente, aumentar devido à concentração da precipitação no Inverno na maioria das regiões do mundo. A diminuição do escoamento irá também contribuir para um aumento dos problemas ocasionados pelas secas.

Parry (2000), através do projeto ACACIA constitui a contribuição europeia para o terceiro relatório do IPCC. Os resultados obtidos no estudo indicam que a temperatura média do ar continuará a aumentar na Europa, com especial incidência na costa atlântica Sul, a uma média de pelo menos 0,4°C por década. A precipitação média anual poderá decrescer a uma taxa de 1% por década, mas são de esperar grandes variações sazonais. No Inverno, o aumento da precipitação poderá atingir 1% a 4% por década, enquanto que no Verão, a precipitação no Sul da Europa poderá sofrer uma diminuição de 5% por década.

Estes estudos à escala global e regional são úteis para compilar e organizar elementos provenientes de diferentes fontes e para propor cenários climáticos de referência. São, no entanto, insuficientes para uma avaliação dos impactos das alterações climáticas à escala nacional que permita fundamentar políticas de mitigação e de adaptação. O projeto *Climate Changes in*



*Portugal – Scenarios, Impacts and Adaptation Measures* (SIAM II) (Santos e Miranda, 2006) visa colmatar essa lacuna para o território de Portugal, ao investigar cenários climáticos e avaliar os seus impactos nos vários sectores da sociedade: recursos hídricos, zonas costeiras, pescas, agricultura, saúde, energia, florestas e biodiversidade.

### **Resultados do projeto SIAM II** (Santos e Miranda, 2006)

Numa primeira fase do projeto SIAM foram analisados os resultados de quatro modelos climáticos globais e dois modelos climáticos regionais (Santos *et. al.*, 2002). Estes autores observaram que de modo geral, os modelos HadCM2 e HadCM3 apresentam os valores que melhor se correlacionam com os dados históricos.

Estes dois modelos dividem o território de Portugal continental em três células, sendo consideradas como três regiões distintas (Norte, Centro e Sul). Com base nesta divisão a área em estudo localiza-se na região Sul de Portugal.

Em consequência das conclusões da primeira fase do projeto SIAM (Santos *et. al.*, 2002), foram considerados no SIAM II (Santos e Miranda, 2006) os cenários de previsão do modelo climático global HadCM3 e do modelo climático regional HadCM2.

No SIAM II (Santos e Miranda, 2006) estão ainda disponíveis os resultados para diferentes cenários socioeconómicos, refletindo-se estes na maior ou menor emissão de gases com efeito de estufa.

Para o modelo HadCM2, as previsões estão disponíveis apenas para as séries de valores diários para os anos de 2080 e 2100 para um único cenário.

No modelo HadCM3, seleccionou-se o cenário A2c, por este considerar o comportamento socioeconómico mais extremo.

A Tabela 1 apresenta as alterações climáticas previstas pelos modelos climáticos HadCM2 e HadCM3-A2c.

Tabela 1- Alterações previstas pelos modelos climáticos, para a região Sul (Santos e Miranda, 2006).

<b>Modelo</b>	<b>Ano</b>	<b>Precipitação (%)</b>	<b>Temperatura (°C)</b>
HadCM3-Ac2	2050	-28	+2,6
HadCM3-Ac2	2100	-42	+4,9
HadCM2	2100	-12	+5,9

O modelo HadCM3-Ac2, para o ano de 2050, prevê uma diminuição de 28% de precipitação e um aumento de 2,6 °C de temperatura.



Em 2100, as previsões do modelo HadCM3-Ac2, preveem uma redução de 42% de precipitação e um aumento de 4,9 °C de temperatura. O modelo HadCM2, para o mesmo ano, prevê a redução de 12% na precipitação e um aumento de 5,9 °C de temperatura.

Preveem-se alterações na distribuição anual da precipitação, no entanto neste caso, os resultados das várias simulações para o ano de 2100 não são tão consistentes. Assim, segundo os resultados do modelo global HadCM3-Ac2, as previsões quanto à evolução da distribuição da precipitação ao longo do ano para a zona Sul do país, é a que se apresenta na Figura 12, que se traduz na redução generalizada a todos os meses do ano, enquanto as previsões que resultam do modelo regional HadCM2, indicam redução menor no valor médio anual, fazendo-se à custa de reduções acentuadas no período de Abril a Novembro (Figura 13). No período de Dezembro a Fevereiro prevêem-se aumentos na precipitação mensal, não se verificando variação em relação ao mês de Março. Segundo este modelo (HadCM2), a região passará a ter um período seco mais prolongado e um chuvoso mais curto e de maior precipitação.

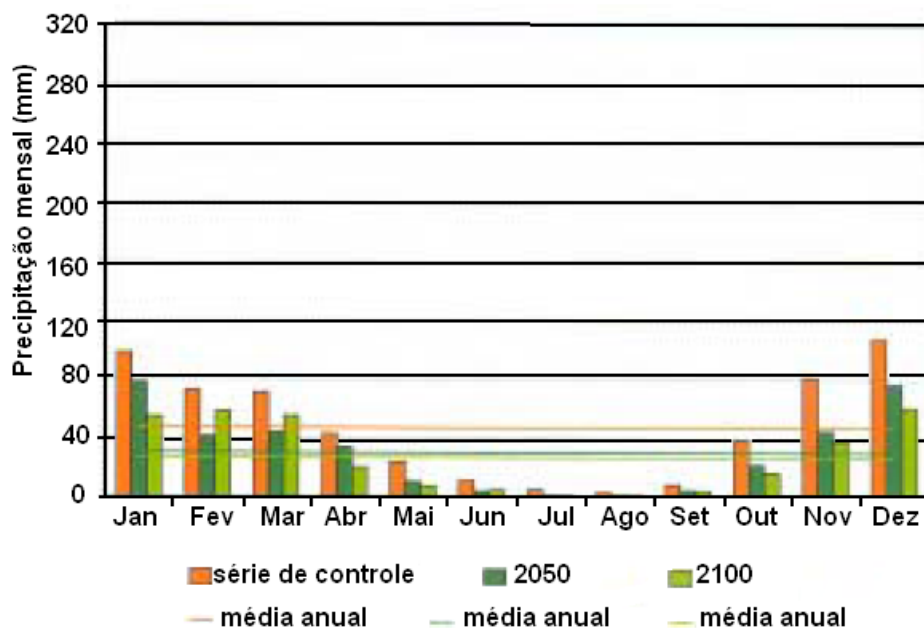


Figura 12 - Distribuição da precipitação mensal, segundo o modelo HadCM3-AC2 (adaptado Santos *et. al.*, 2002).

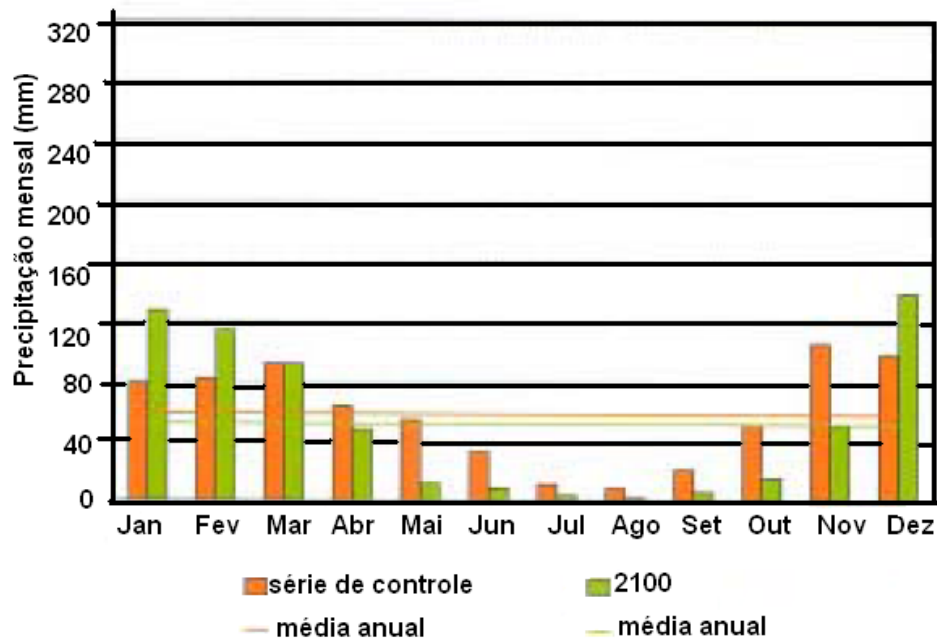


Figura 13 - Distribuição da precipitação mensal, segundo o modelo HadCM2 (adaptado Santos *et. al.*, 2002).

Preveem-se ainda aumentos nos valores médios mensais de temperatura do ar nos meses de Inverno mas, esses aumentos, serão maiores nos meses de Verão, configurando um aumento na amplitude térmica anual.

A análise mais detalhada dos impactos das alterações climáticas nos recursos hídricos de Portugal continental, requer a consulta de diversos trabalhos relacionados com o projeto SIAM (Veiga da Cunha, *et al.*, 2006, Veiga da Cunha, *et al.*, 2007).

### **Consequências das alterações climáticas nos aquíferos**

O projeto SIAM II (Santos e Miranda, 2006) indica como previsível os seguintes impactos diretos e indiretos das alterações climáticas nas águas subterrâneas:

- Alterações no regime de precipitação e de evapotranspiração que irão influenciar a recarga;
- Aumento da intensidade da precipitação que poderá conduzir a maior escoamento superficial e menor recarga efetiva;
- Alterações dos padrões de vegetação natural e de culturas que irão influenciar a recarga;
- Subida do nível médio do mar que irá provocar intrusão salina em aquíferos costeiros e ilhas;

- Aumento de fenómenos de cheias que afetará a qualidade da água subterrânea em aquíferos aluviais;
- Alteração da concentração de CO<sub>2</sub> que irá influenciar os processos de dissolução dos carbonatos, aumentando a carsificação;
- Alteração das concentrações de carbono orgânico no solo que deverá afetar as propriedades de infiltração dos aquíferos.

### **Consequências das alterações climáticas no nível médio do mar**

IPCC (2001) prevê para o horizonte temporal de 2100, um valor de subida do nível médio do mar de aproximadamente um metro, no cenário mais pessimista. A taxa de elevação não será constante ao longo do tempo, agravando-se a partir de 2040 (Santos e Miranda, 2006). Falta falar da subida do nível do mar em 1,5 m (Grinsted *et al.*, 2009).

## 4. Caraterização da área em estudo

### 4.1. Localização geográfica

O concelho de Almada localiza-se no litoral centro de Portugal, na Península e Distrito de Setúbal. A área total do concelho é de 69,98 km<sup>2</sup>, possui 165911 habitantes (de acordo com informação obtido no *site* do Instituto Nacional de Estatística (INE) referente a 2009), e está subdividido em 11 freguesias. O concelho de Almada faz fronteira com o Rio Tejo a Norte, com o município do Seixal a Este e com o de Sesimbra a Sul (Figura 14). Cartograficamente está representado nas Cartas Topográficas do Instituto Geográfico e do Exército nas folhas n.º 430, 431, 441B, 442 e 453 e nas Cartas Geológicas do Instituto Geológico e Mineiro nas folhas 34-C Cascais, 34-D Lisboa e 38-B Setúbal.

A localização privilegiada, em frente à capital, com bons acessos e transportes públicos tem feito com que o número de habitantes tenha aumentado muito ao longo dos últimos anos.

Referir mais uma vez, que a área foi reduzida à zona “verde” porque não havia captações na zona ribeirinha a Este do concelho, devido à sua elevada ocupação antrópica.

A área em estudo localiza-se entre a arribas fósil da Costa da Caparica e o mar.

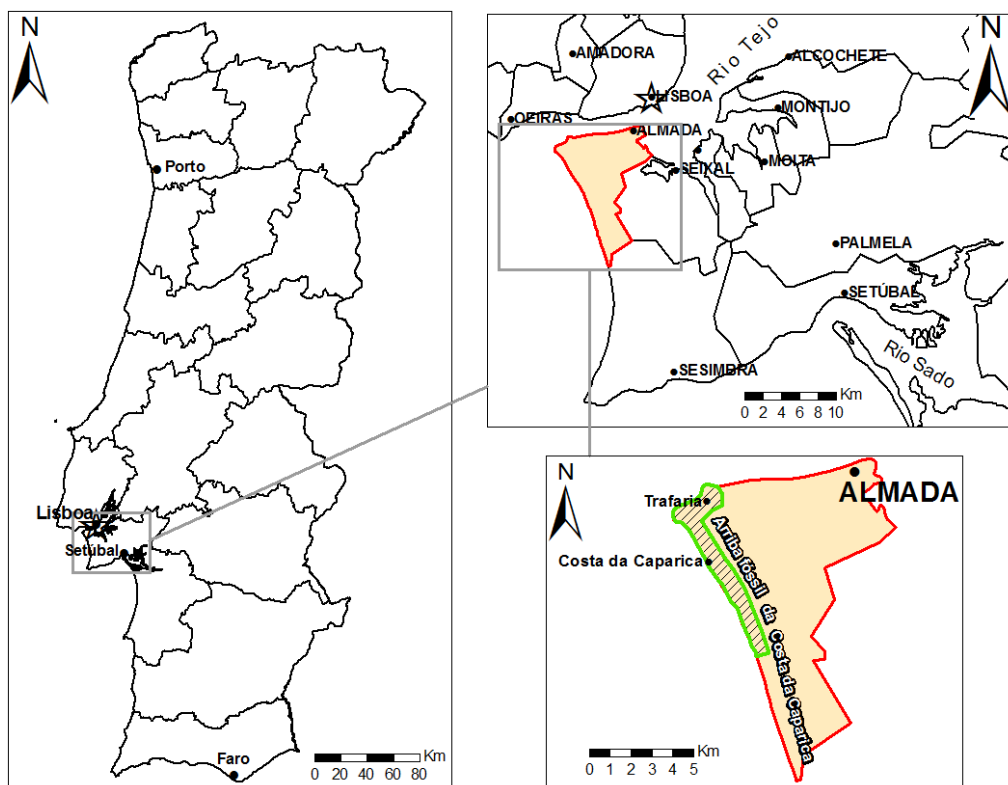


Figura 14 - Localização geográfica da área em estudo.

## 4.2. Enquadramento geológico

A caracterização das litologias aflorantes neste concelho, foi efetuada com base nas notícias explicativas das folhas n.º 34-C, 34-D e 38-B, da Carta Geológica de Portugal, à escala 1:50.000 (Figura 15).

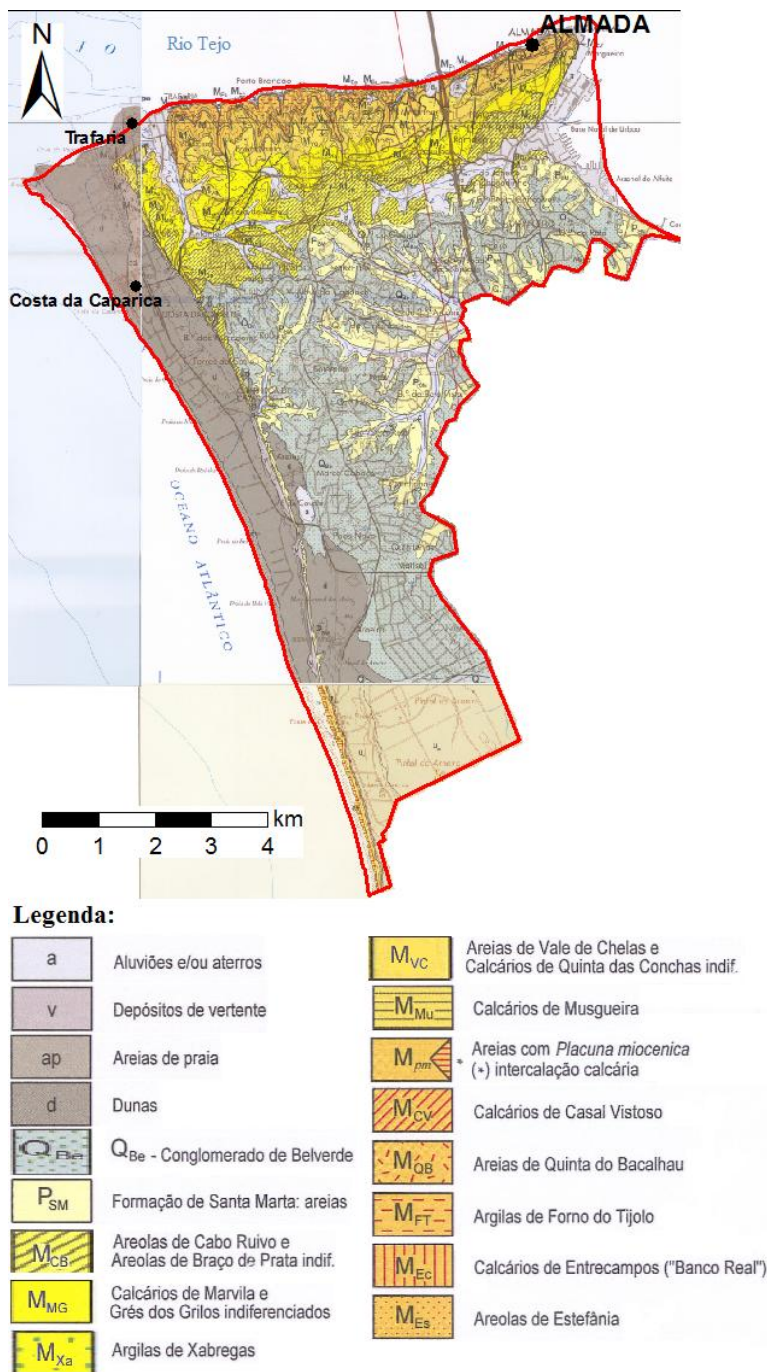


Figura 15 - Extraído da Carta Geológica de Portugal à escala 1:50.000 - Folhas 34-C, 34-D e 38-B, dos Serviços Geológicos de Portugal.

O concelho de Almada localiza-se na Bacia Terciária do Tejo-Sado desenvolvida em terrenos ocupados, em tempos passados, pela Bacia Lusitânica. Segundo Pais *et al.* (2006), carta geológica da região de Lisboa, folha 34-D. A Bacia Terciária do Tejo-Sado individualizou-se da Bacia Lusitânica no Paleogénico (tendo o seu maior desenvolvimento durante o Eocénico), em consequência das ações da fase tectónica pré-pirináica. Os mesmos autores referem que, em resultado desta fase tectónica, a Bacia Terciária do Tejo-Sado sofreu subsidência que se acentuou principalmente durante o Miocénico, desencadeando um contexto transgressivo testemunhado pela presença de sedimentos marinhos na área vestibular do Tejo, que passam a sedimentos fluviais para o interior (a N e NE).

Em resultado desta subsidência, formou-se a Bacia Terciária do Tejo-Sado, que corresponde a uma depressão tectónica com forma alongada e de direção NE-SW.

De acordo com Antunes *et al.*, (1972), os sedimentos que preenchem a Bacia refletem, de certo modo, a natureza das rochas que os cederam, as características do relevo, o clima existente na altura da sua formação, os agentes de erosão, o transporte que sofreram e do ambiente onde se depositaram. Os mesmos autores, referem que os relevos que enquadram a Bacia, foram importantes na sua génese e determinaram a sua evolução, com destaque para as elevações da Cordilheira Central, a Norte; o Maciço Calcário Estremenho e a Serra de Sintra, a Oeste; a Serra de São Mamede, os calcários de Estremoz e a Serra da Ossa, a Este; e a Sul, a Serra da Arrábida.

A sedimentação a Bacia foi igualmente, em determinados momentos, controlada pela influência marinha, nomeadamente na zona mais vestibular.

Os sedimentos que compõem a Bacia são constituídos por depósitos com idades que vão desde o Paleogénico até à atualidade (Figura 16).

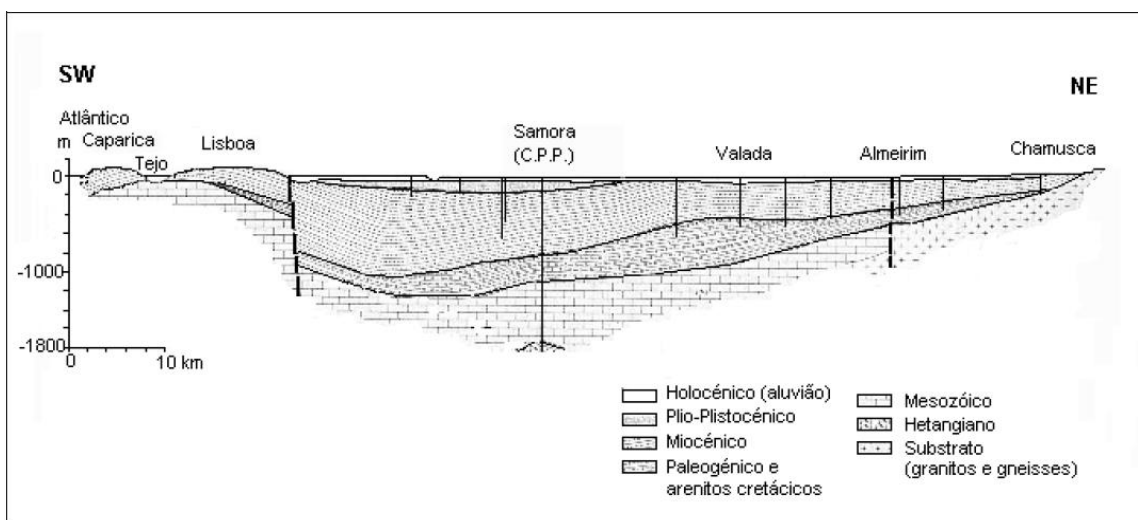


Figura 16 - Perfil geológico da Bacia Terciária do Tejo-Sado (adaptado de Ribeiro *et al.*, 1979).

O Paleogénico é constituído por arcoses, depósitos conglomeráticos, arenitos arcósicos e argilitos e calcários margosos (Barbosa, 1995).

O mesmo autor refere que o Miocénico é caracterizado por depósitos continentais alternados por outros marinhos, característicos de uma alargada planície aluvial, em forma de estuário, aberta ao Oceano (entre as serras de Sintra e da Arrábida) e sujeita a transgressões e regressões do mar. Deste modo, criaram-se ambientes de transição, fluviomarinhos, onde alternaram as ações continentais, fluviais e nitidamente marinhas. Os sedimentos são, fundamentalmente, oriundos do continente: sedimentos detríticos, carregados pelos rios ou resultantes da precipitação simples, ou por ação biológica de componentes arrastados do continente para o mar.

O Pliocénico é constituído quase exclusivamente por areias, com intercalações lenticulares de argilas, de origem fluvial, constituindo uma espessa série, essencialmente arenosa (Azevedo, 1982). Segundo a mesma autora seria relativamente delgada nos flancos N e S do sinclinal de Albufeira, na região da Lagoa de Albufeira e no litoral ocidental.

Os depósitos de terraços e de aluviões estão associados à rede hidrográfica do Tejo.

O conjunto sedimentar Cenozóico encontra-se geralmente sub-horizontal a ligeiramente inclinado, embora se apresente perturbado junto a alguns acidentes tectónicos principais, que delimitam depocentros e introduzem complexidade na estrutura geral (Pais *et al.*, 2006).

A geologia da Península de Setúbal, pode ser dividida em duas áreas distintas. A Lagoa de Albufeira faz a transição entre estas duas áreas. A lagoa, tem orientação de E-W a ENE-WNW, localiza-se no eixo axial, pouco arqueada de um sinclinal amplo, o sinclinal de Albufeira (Cabral *et al.*, 1984) (Figura 17).

A Lagoa de Albufeira encontra-se localizada aproximadamente coincidente com o centro geométrico da Península de Setúbal. A orientação da lagoa é diferente dos restantes cursos de água, a Norte e a Sul

Manuppela *et al.*, (1999) referem que as evidências que serviram de base para a divisão da Península de Setúbal em duas áreas distintas do ponto de vista geológico indicam a existência de uma falha ou flexura ao longo do eixo fluvial. Esta possível falha ou flexura, no entanto, ainda não foi confirmada através de dados geológicos.

O concelho de Almada encontra-se a Norte da lagoa onde, de acordo com Manuppela *et al.*, (1999), é uma zona onde se reconhece a tendência de basculamento para NE e onde os afluentes da ribeira não são tão expressivos como a Sul. Simões (1998) interpretou a geologia e realizou vários perfis geológicos da Península de Setúbal. Para a área em estudo, são importantes os perfis da Figura 18a) e 18b).

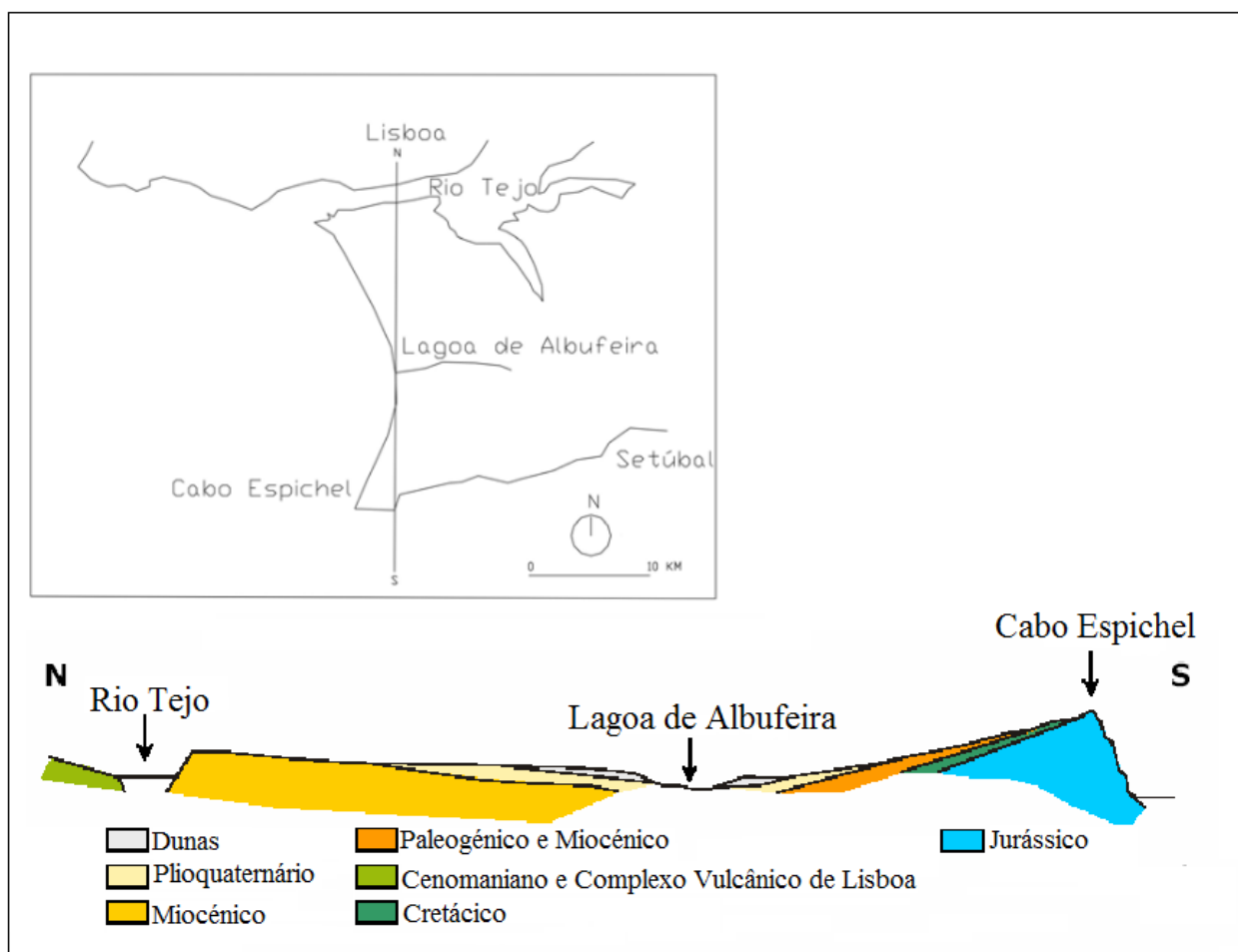


Figura 17 - Corte Geológico esquemático da Península de Setúbal (adaptado de Andrade, 1989).

A morfologia deste concelho, excetuando as colinas de Almada no extremo Norte no contacto com o Rio Tejo e a arriba fóssil da Costa da Caparica, não tem acidentes geomorfológicos, podendo ser considerada monótona, ou mesmo plana. Os principais afloramentos nesta área são do Pliocénico e do Quaternário, sendo que no extremo Norte e na Arriba fóssil da Costa da Caparica aflorem terrenos pertencentes ao Miocénico (Figura 15).

A arriba fóssil da Costa da Caparica que ladeia a área em estudo, com altitudes entre 50 e 80 metros, é constituída por depósitos do Miocénico. As areias não consolidadas (areias de dunas e de praia) que se estendem desde a arriba fóssil até à praia, têm uma espessura média de 18 metros podendo atingir um máximo de 20 metros, informação obtida em *logs* do arquivo da ARH Tejo. Na consulta destes *logs*, interpretou-se que este conjunto de areias não consolidadas assenta sobre as argilas e margas Miocénico.



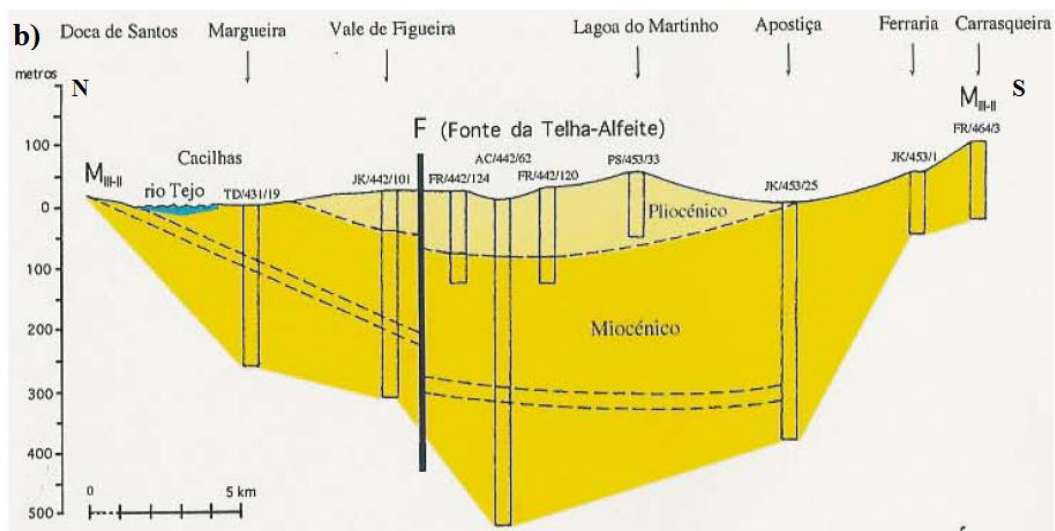
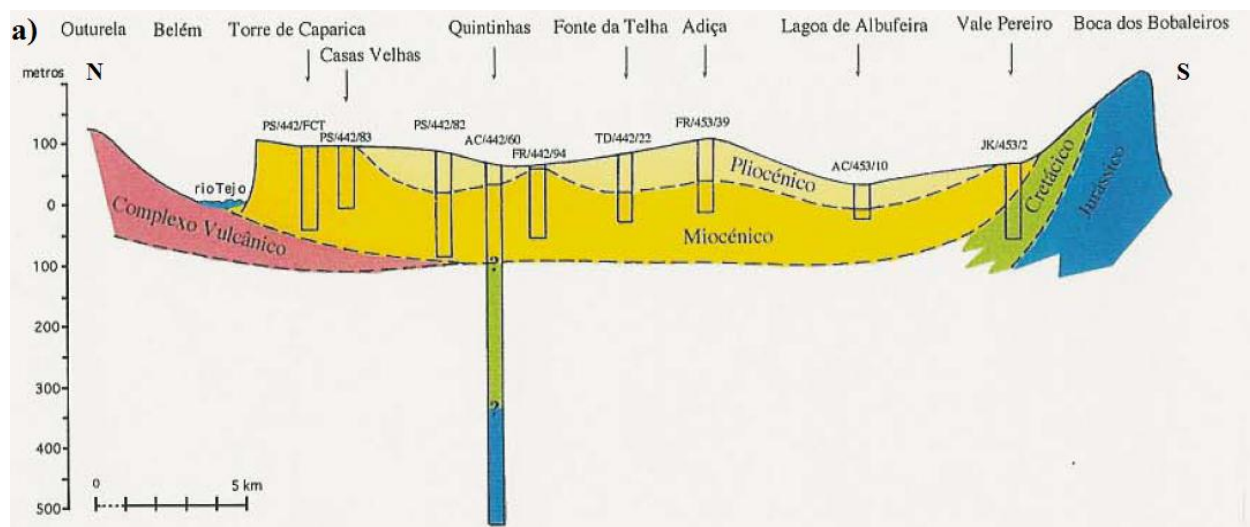


Figura 18 a) e b) - Perfis geológicos da zona Oeste da Península de Setúbal (adaptado de Simões, 1998).

### 4.3. Enquadramento hidrogeológico

O território de Portugal Continental está dividido em quatro grandes unidades morfo-estruturais: Maciço Antigo; Orla Mesoceno-zóica Ocidental; Orla Mesoceno-zóica Meridional; e Bacia Terciária do Tejo-Sado. O Instituto da Água (INAG) utilizou as fronteiras destas unidades morfo-estruturais para definir os limites das quatro grandes unidades hidrogeológicas (Figura 19).

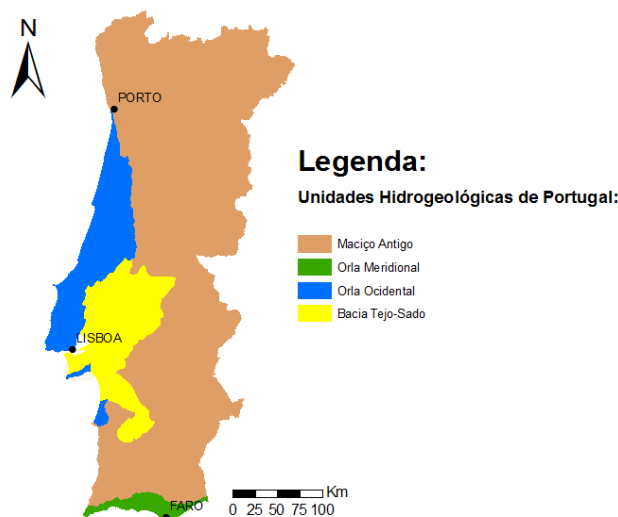


Figura 19 - Unidades Hidrogeológicas de Portugal (adaptado de [www.snirh.pt](http://www.snirh.pt)).

Estas unidades hidrogeológicas são a base na qual se individualizam os diversos sistemas aquíferos (Almeida *et al.*, 2000).

De acordo com esta sistematização (Figura 19), a área em estudo encontra-se na unidade hidrogeológica da Bacia do Tejo-Sado (Figura 20).

Segundo Almeida *et al.*, (2000) esta unidade hidrogeológica corresponde a uma grande bacia sedimentar, preenchida por sedimentos terciários e quaternários (Paleogénicos, Miocénicos e Pliocénicos recobertos em grande parte por depósitos quaternários).

Simões (1998) refere que o Cenozóico do Baixo Tejo compreende uma extensa área preenchida por camadas permeáveis sobrepostas, separadas por aquitardos que definem um sistema aquífero multicamada de comportamento variável (entre livre, cativo e semiconfinado) e de caracterização difícil.

No trabalho de Almeida *et al.*, (2000) os autores dividem a Bacia do Tejo-Sado em duas subunidades: a Bacia do Baixo Tejo e a Bacia de Alvalade.

Com base nesta última divisão a área em estudo encontra-se na Bacia do Baixo Tejo, nesta bacia está integrado o maior sistema aquífero do território nacional, que abastece um grande aglomerado populacional no qual está inserida parte do abastecimento a Lisboa e a alguns municípios da Península de Setúbal.

Almeida *et al.*, (2000) consideraram nesta unidade quatro sistemas aquíferos (Figura 20): sistema aluvionar do Tejo; Margem Direita; Margem Esquerda; e Bacia de Alvalade. Estes mesmos autores, referem que a divisão entre estes três primeiros é algo artificial, já que é bastante provável, embora não muito evidente, que não existam fronteiras bem definidas entre eles.

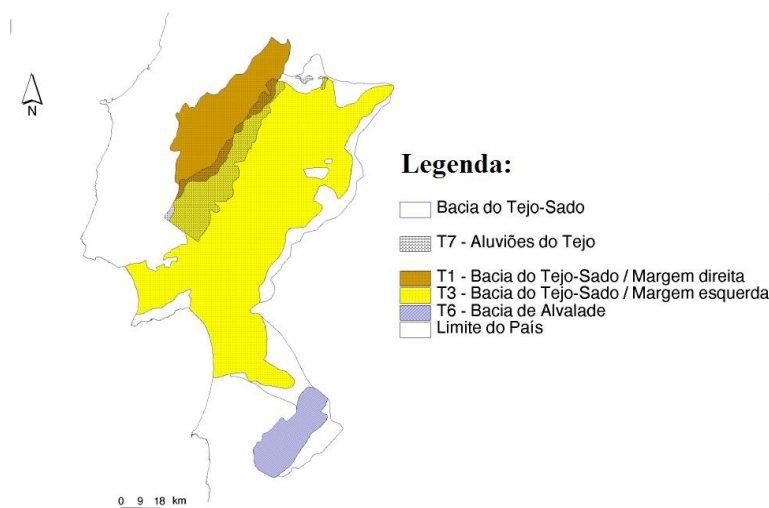


Figura 20 - Sistemas aquíferos da Bacia do Tejo-Sado (adaptado de Almeida *et al.*, 2000).

Simões (1998) considera que a heterogeneidade litológica da Bacia sedimentar apoiada pela composição físico-química das águas, exibida ao nível da unidade estratigráfica, pode subdividir a extensa unidade hidrogeológica, constituída pelo Cenozóico do Baixo Tejo, em três subunidades aquíferas: Miocénico, Pliocénico, e Plisto-Holocénico. A autora, utilizou a composição química das águas subterrâneas como critério para subdividir o Cenozóico em unidades aquíferas, relacionadas com unidades estratigráficas (Tabela 2).

Tabela 2 - Subunidades aquíferas no Cenozóico do Baixo Tejo (Simões, 1998).

Unidades estratigráficas	Unidade hidrogeológica
Miocénico da margem direita do rio Tejo e da Península de Setúbal	Subunidade aquífera Miocénica
Pliocénico da margem esquerda e direita do rio Tejo	Subunidade aquífera Pliocénica
Pliocénico e Holocénico do Vale do Tejo	Subunidade aquífera Plisto-Holocénica

O sistema aquífero Margem Esquerda da Bacia do Baixo Tejo (Figura 21) é formado por várias formações porosas, que variam o seu comportamento hidrogeológico de aquífero confinado a semiconfinado, devido às frequentes variações laterais e verticais nas fácies litológicas (Almeida

*et al.*, 2000). Estas variações devem-se às diferentes condições de deposição no Miocénico, que variaram entre deposição marinha e continental, sendo estas passagens graduais. Almeida *et al.*, (2000) referem que a complexidade litológica e estrutural, resulta num conjunto alternante de camadas aquíferas separadas por outras de permeabilidade baixa ou muito baixas, aquitardos e aquiclusos, em alguns locais com predomínio de uma ou outra classe de formações hidrogeológicas.

Nas camadas do topo do Pliocénico e nos depósitos detríticos mais recentes, o sistema aquífero é constituído, na Península de Setúbal, por um aquífero livre, que se sobrepõe a um aquífero confinado, multicamada, que está instalado nas camadas da base do Pliocénico e nas camadas do Miocénico Superior (Almeida *et al.*, 2000). Simões (1998) definiu a subunidade aquífera Pliocénica como multicamada, constituída por areias finas, médias e grosseiras, esbranquiçadas com intercalações argilosas de espessura variável, sobrepostas aos arenitos calco-margosos do Miocénico.

Segundo Almeida *et al.*, (2000) nas formações da base do Miocénico, greso-calcárias, numa posição inferior e separado por formações margosas espessas do aquífero anterior, existe um aquífero confinado, também multicamada. Simões (1998) refere que na margem esquerda do Tejo a subunidade aquífera Miocénica é constituída por depósitos de fácies carbonatada que ladeiam as areias Pliocénicas.

As areias de duna e de praia formam um aquífero livre, explorado por diversas captações em forma de poço ou furo. Simões *et al.*, (2011) referem que este aquífero possui aproximadamente 20 metros de espessura e permeabilidade média de  $2,73 \cdot 10^{-2} \text{ cm.s}^{-1}$ , variável entre  $4,8 \cdot 10^{-2} \text{ cm.s}^{-1}$  e  $3,94 \cdot 10^{-3} \text{ cm.s}^{-1}$ . Este aquífero sobrepõe-se às argilas e margas do Miocénico, a que apresentam comportamento praticamente impermeável, informação obtida com base na interpretação dos ensaios de caudal do arquivo da ARH Tejo em captações a captar nesta formação.

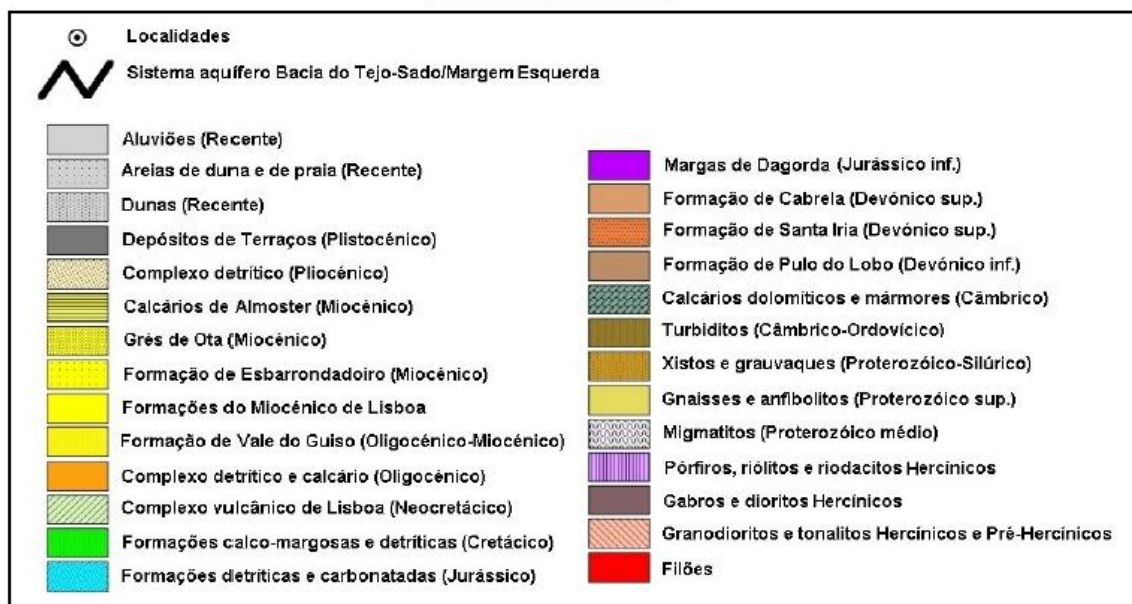
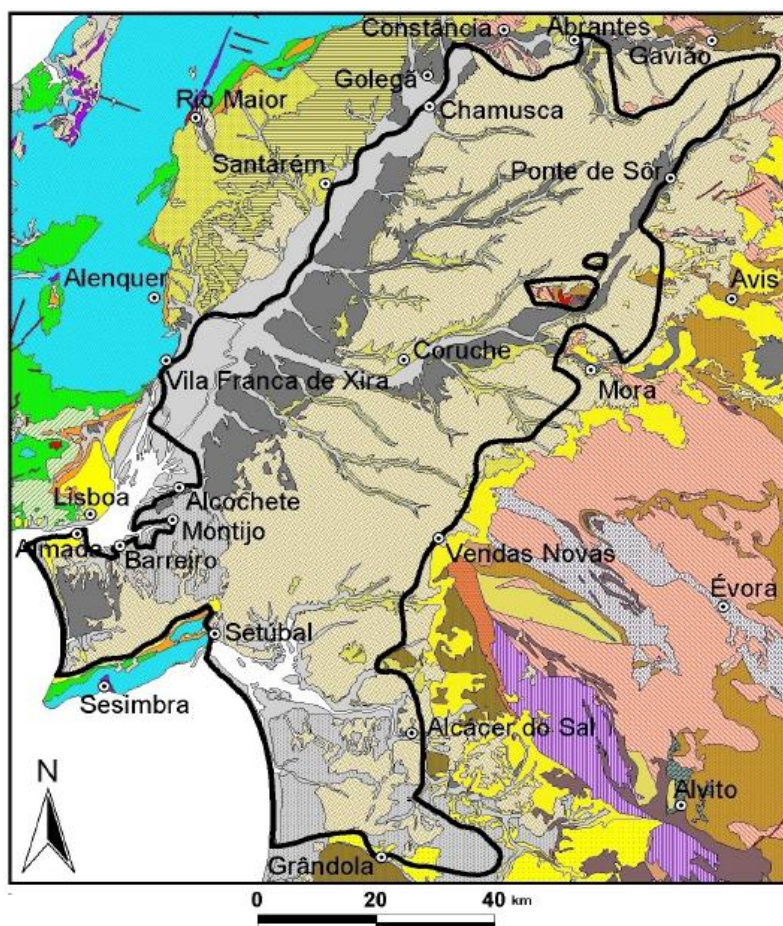


Figura 21 - Enquadramento litoestratigráfico do sistema aquífero da Margem Esquerda (adaptado de Almeida *et al.*, 2000).



#### **4.4. Caraterização climática**

O clima de uma determinada zona está dependente das caraterísticas que a condicionam e são a razão das suas peculiaridades.

O clima e suas variações controlam o meio natural e a sua evolução. O clima influencia diretamente a forma de funcionamento da rede hidrográfica, devido à alteração da geomorfologia (na alteração das rochas e no modelado da superfície) e no tipo de cobertura vegetal presente em cada região. A infiltração e a escorrência de uma região são condicionadas de forma indireta pelo clima. Verifica-se que o clima tem um importante papel na existência de recursos hídricos numa determinada região, e na forma de ocorrência, se subterraneamente ou superficial.

Na área em estudo a importância dos recursos hídricos subterrâneos é evidente, pelo motivo de ser a única fonte de água utilizada na agricultura.

Nos estudos hidrogeológicos é importante realizar uma boa caraterização climática, assim como uma boa quantificação das principais componentes do ciclo hidrológico, de forma a obter-se uma estimativa o mais real possível das disponibilidades hídricas de uma região. As principais componentes do ciclo hidrológico utilizadas nos estudos hidrogeológicos são, a precipitação, a temperatura e a evapotranspiração. O conhecimento destas componentes é importante para o cálculo dos balanços hídricos, que nos irá dar informação e permitir quantificar os défices e excedentes de água num determinado intervalo de tempo. A alimentação dos aquíferos e das linhas de água provem dos excedentes de água gerados ao longo do ano hidrológico.

O território de Portugal Continental está situado na região de transição da zona dos anticiclones subtropicais para a zona das depressões subpolares.

Durante o Inverno, o território de Portugal Continental está sob influência das depressões subpolares e eventualmente sob influência do anticiclone dos Açores.

No Verão, Portugal Continental está principalmente sob a influência da depressão de origem térmica, que se estabelece sobre a Península Ibérica de Abril a Setembro, com ar quente e seco.

Para além desta caraterização geral, há ainda a considerar os fatores locais que condicionam o clima. Em termos gerais, a orografia, a proximidade do Oceano Atlântico, a continentalidade, a hidrografia, a altitude, as concentrações urbanas, as superfícies interiores com água, áreas de florestas e pinhais podem ser responsáveis por variações significativas em alguns dos elementos que melhor caraterizam o clima, designadamente a temperatura do ar e a quantidade de precipitação.

Um importante fator regional, que influencia o clima de Portugal Continental, é um dos ramos terminais do sistema da Corrente do Golfo que passa entre a costa ocidental da Península Ibérica e os Açores, de Norte para Sul com uma ramificação para o estreito de Gibraltar. A influência

desta corrente é nítida, sobretudo no Inverno, quando a temperatura da água do mar é superior à temperatura do ar no litoral.

O clima de Portugal Continental, segundo a classificação de Koppen, divide-se em duas regiões: uma de clima temperado com Inverno chuvoso e Verão seco e quente (Csa) e outra de clima temperado com Inverno chuvoso e Verão seco e pouco quente (Csb). A área em estudo segundo esta classificação encontra-se inserida na região Csb (Figura 22).

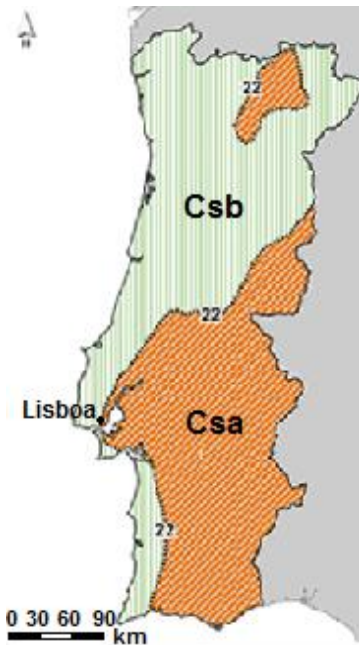


Figura 22 – Clima de Portugal continental, segundo a classificação de Koppen (adaptado de [www.meteo.pt/pt/areaeducativa/otempo.eoclima/clima.pt/index.html](http://www.meteo.pt/pt/areaeducativa/otempo.eoclima/clima.pt/index.html)).

Caria (2012, em publicação) calculou para o intervalo entre 1/10/1981 e 30/09/2011, precipitação média acumulada anual de 642,8 mm. A mesma autora calculou a evapotranspiração através de um submodelo do programa BALSEQ-MOD, que qual consiste num modelo do modelo numérico que calcula o balanço hídrico sequencial diário. O valor para a evapotranspiração foi de 259,63 mm/ano.

## 5. Hidrogeoquímica

A hidrogeoquímica é importante como ferramenta de trabalho para os estudos hidrogeológicos devido, à grande capacidade de dissolução e elevada reatividade da água. Os dados hidrogeoquímicos fornecem informações sobre as reações entre o meio geológico e o meio aquoso.

A hidrogeoquímica baseia-se no estudo da evolução da composição química das águas subterrâneas desde as áreas onde se infiltram, até ao momento em que surgem nas nascentes ou são extraídas através dos diferentes tipos de captação. A composição química da água no local de infiltração é influenciada pela natureza da fonte de recarga (chuva ou rio). No entanto, durante a infiltração e o percurso da água no aquífero, até às nascentes ou aos locais onde é captada, a composição química da água sofre influência do solo, das diferentes litologias atravessadas, do tempo de contacto com cada litologia, das temperaturas e pressões no aquífero.

Existem diferentes agentes físicos e químicos, naturais ou não, com a capacidade de modificar a composição físico-química das águas subterrâneas. A composição da água pode variar por evaporação, adsorção, oxidação e redução. O efeito de sazonalidade também influencia a composição da água, dependente da precipitação e da espessura de solo não saturado.

Independentemente dos processos naturais, como fatores controladores da composição físico-química da água subterrânea, devem acrescentar-se as ações antrópicas, tais como atividades agrícolas, industriais e a ocupação urbana, que condicionam e alteram a sua qualidade. Estas atividades podem originar o aumento anómalo da concentração de sais (cloretos, sulfatos e nitratos) ou a adição de novas substâncias (fertilizantes, metais pesados, fosfatos e pesticidas). Nas zonas costeiras, é comum, as ações antrópicas fazerem-se sentir através da salinização progressiva dos aquíferos, em resultado do avanço da intrusão salina, como consequência da exploração destes.

A interpretação da variação espacial dos parâmetros químicos das águas em aquíferos costeiros é um método utilizado na deteção de contaminação salina. Os melhores indicadores são as espécies aquosas que não sofrem variação causada por interação com minerais do aquífero, o que significa terem comportamento de traçador.



## 5.1. Resultados

Os resultados analíticos obtidos no campo e em laboratório estão representados nas Tabelas 3 e 4.

Tabela 3 – Parâmetros obtidos no campo para as águas estudadas.

Referência	Condutividade ( $\mu\text{S/cm}$ )	pH	T ( $^{\circ}\text{C}$ )	Eh (mV)
P1A	752	7,174	18,9	180,0
P2A	916	7,352	20,2	243,0
F3A	6290	6,875	18,8	217,5
P4A	1757	7,393	19,3	229,9
F5A	809	7,247	21,8	253,2
F6A	3281	6,876	22,5	249,9
P7A	1284	7,511	21,3	229,0
P8A	4709	6,969	19,2	245,7
P9A	2942	6,997	19,2	277,5
F10A	1356	7,698	19,0	147,6
P11A	1237	7,203	24,3	253,6
P12A	995	7,626	20,5	143,8
F13A	1764	7,256	21,5	142,9
P14A	798	7,769	20,2	135,2
P15A	3770	7,026	20,4	216,0
P16A	1363	8,661	21,3	147,0
P17A	1398		20,4	
P18A	967		23,0	

Tabela 4 – Dados obtidos no laboratório para as águas estudadas.

Ref.	Catiões						Aniões						ERB (%)	Alcalinidade (mg/L)	Dureza (mg/L)
	Ca <sup>2+</sup> (mg/L)	Mg <sup>2+</sup> (mg/L)	Na <sup>+</sup> (mg/L)	K <sup>+</sup> (mg/L)	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/L)	F <sup>-</sup> (mg/L)	Cl <sup>-</sup> (mg/L)	NO <sub>2</sub> <sup>-</sup> (mg/L)	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/L)	Br <sup>-</sup> (mg/L)	PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup> (mg/L)	SO <sub>4</sub> <sup>3-</sup> (mg/L)			
P1A	48,800	39,130	27,200	8,370	384,910	0,025	61,195		27,371			40,363	13,9	315,50	238,04
P2A	92,000	20,010	45,700	9,730	300,730	0,166	92,455		63,204			65,568	7,9	246,50	266,04
F3A	926,400	194,050	489,000	81,700	406,860	1,350	1053,450	69,400	947,400			1646,750	1,1	333,50	2648,42
P4A	136,000	86,850	153,000	18,100	411,750	2,100	139,570	4,740	227,610			398,230	4,1	337,50	628,10
F5A	77,600	16,790	43,200	7,830	325,740	0,189	85,011		56,808			51,977	14,1	267,00	224,04
F6A	454,400	84,240	227,000	29,810	394,060	1,151	489,390		415,070	0,493		916,580	6,8	323,00	1254,20
P7A	245,600	41,680	151,600	26,830	488,000	0,084	252,790		161,620	0,424	2,277	417,810	7,2	400,00	662,11
P8A	587,200	111,670	384,500	9,180	397,720	1,409	862,360		474,950	3,404		1067,390	4,6	326,00	1632,26
P9A	322,400	53,500	173,000	51,750	425,780	0,786	362,230		428,500	0,478		492,920	8,0	349,00	864,14
F10A	140,800	26,450	74,200	25,320	292,800	0,021	156,792		160,204	0,303		167,832	7,9	240,00	390,06
P11A	130,400	16,890	67,800	15,170	326,960	0,412	143,048		39,713			122,778	5,8	268,00	330,05
P12A	104,000	22,940	49,800	11,420	379,420	0,105	114,585		36,577			87,831	10,9	311,00	302,05
F13A	143,200	31,140	107,400	79,100	356,240	0,884	217,924		205,124	0,265		195,196	8,4	292,00	414,07
P14A	95,200	18,940	24,800	6,940	273,280	0,062	60,240		54,157			50,284	3,4	224,00	268,04
P15A	488,000	99,570	179,500	15,890	311,100	2,120	382,300		515,880			874,100	2,1	255,00	1384,22
P16A	131,200	31,140	88,800	18,860	309,880	0,201	119,610		123,750		1,429	217,194	5,5	254,00	390,06

### 5.1.1. Erro balanço - ERB

A análise físico-química de uma amostra está sujeita a erros analíticos que podem comprometer o seu aproveitamento. Vários destes erros podem ser detetados mediante uma rápida observação dos valores apresentados para os parâmetros, desde que se tenha conhecimento adequado do contexto de obtenção da amostra.

As águas são eletricamente neutras e, portanto, as cargas relativas aos cátions são compensadas pelas cargas aniónicas, o que deve ser refletido nas análises.

O erro balanço, é uma grandeza que representa a discrepância entre o total de aniões e de cátions analisados numa água.

Na prática existe sempre uma diferença entre o somatório de aniões e o somatório de cátions, devido a erros acumulados de cada uma das determinações individuais e também por não terem sido consideradas contribuições iónicas menores (Custódio e Llamas, 1983). Os mesmos autores referem que erros elevados podem ser devidos à existência de quantidades anormais de iões não considerados no balanço, ou a graves erros de análise.

A percentagem do erro balanço (ERB) pode ser determinada pela expressão:

$$\text{ERB \%} = \frac{\sum \text{cátions} - \sum \text{aniões}}{\sum \text{cátions} + \sum \text{aniões}} \times 100$$

Custódio e Llamas (1983) consideram que o erro balanço iónico deve decrescer com o aumento da concentração iónica e aplicam a proporcionalidade entre a condutividade e a concentração iónica, para estabelecer os erros balanço iónicos admissíveis da seguinte forma:

Condutividade (µS/cm)	50	200	500	2000	>2000
ERB (%)	30	10	8	4	<4

O erro balanço para as 16 análises utilizadas neste trabalho varia de 1,14% a 14,12% (Tabela 4).

Outros autores aceitam diferenças (ERB %) não superiores a 10% (Bittencourt e Hindi, 2000).

Neste trabalho foram aceites todas as análises, tendo em conta que as análises com erros mais elevados foram objeto de requantificação.

### 5.1.2. pH

O pH de uma água representa a medida da sua acidez ou da sua alcalinidade, sendo traduzida pela concentração de hidrogénios nela presente e influenciada pelo carácter tampão que lhe confere. O valor de pH de uma água é influenciado pela sua origem e pela natureza dos terrenos que atravessa. Na maior parte dos casos, os valores de pH da água situam-se entre 6,5 e 8,5.

$$\text{pH} = -\log_{10} \text{H}^+$$

em que  $\text{H}^+$  representa a atividade do ião  $\text{H}^+$ .

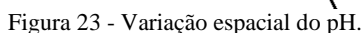
O valor máximo de pH encontrado nas águas estudadas é de 8,661 e o mínimo de 6,875. A mediana é de 7,252 e a média de 7,352.

A água do mar apresenta um pH superior a 8.

em que  $H^+$  representa a atividade do íão  $H^+$ .

A água do mar apresenta um pH superior a 8.

Não se verifica nenhuma tendência espacial em relação a este parâmetro (Figura 23).



Propriedade de uma água que mede a capacidade para conduzir a corrente elétrica, que está diretamente associada com a concentração total de substâncias ionizadas na água.

Um dos principais fatores que contribuem para uma condutividade elevada em aquíferos costeiros é a presença de concentrações elevadas de NaCl, verificando-se que quanto maior o

valor da condutividade mais acentuadas são as características salobras. Valores altos podem servir como indicador da presença de intrusão salina no aquífero. No entanto, na zona em estudo essa relação pode não ser direta, devido à agricultura intensiva desenvolvida na área, fato observado durante os trabalhos de campo. Neste caso há que colocar a possibilidade dos valores elevados de condutividade poderem ter origem em contaminação agrícola.

A variação espacial da condutividade da água subterrânea mostra claramente valores mais altos na zona Sul da zona amostrada, nas zonas onde se executa intensa atividade agrícola (Figura 24). Este fato pode estar relacionado com a utilização de fertilizantes e pesticidas.

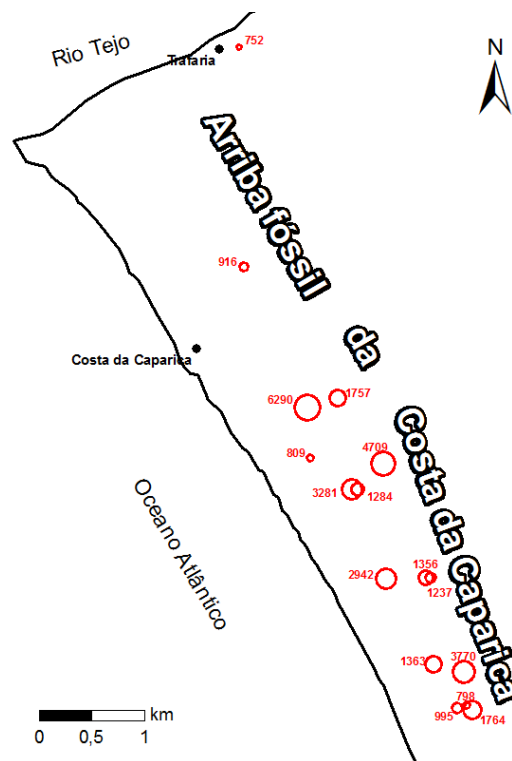


Figura 24 - Variação espacial da condutividade (μS/cm).

Trabalhos anteriores (Simões *et al.*, 2011), desenvolvidos sobre a qualidade da água subterrânea, mostram também valores muito variados de condutividade, cuja distribuição espacial mostra a ocorrência dos valores mais elevados na zona ocupada por terrenos agrícolas junto à Costa da Caparica (Figura 25). Fora desta zona ocorre grande dispersão de valores.

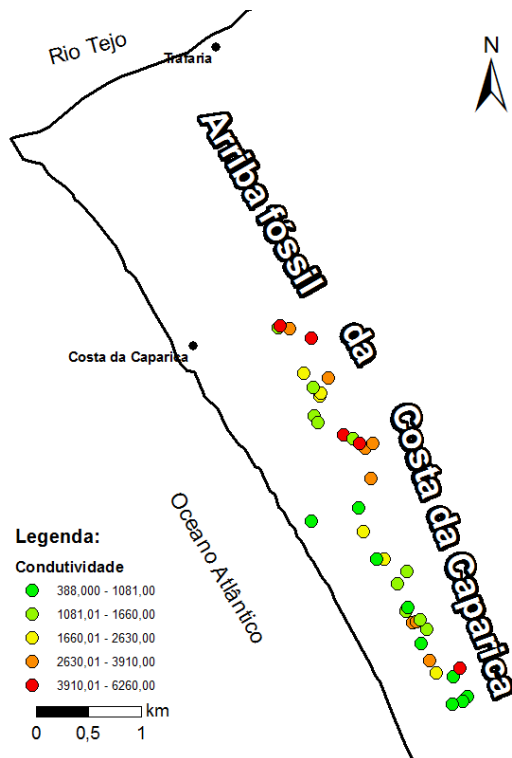


Figura 25 - Variação espacial da condutividade ( $\mu\text{S}/\text{cm}$ ), registados por Simões *et al.*, (2011).

#### 5.1.4. Dureza total

A dureza é a propriedade que indica a concentração de uma água em iões alcalino-terrosos, de cálcio e magnésio.

A dureza das águas estudadas varia de 2648,42 a 224,04 mg/L de  $\text{CaCO}_3$ , com mediana de 402,07 mg/L de  $\text{CaCO}_3$  e média de 743,49 mg/L de  $\text{CaCO}_3$ .

Segundo a classificação definida por Custódio e Llamas (1983), todas as águas são classificadas como águas duras.

#### 5.1.5. Alcalinidade

A alcalinidade de uma água é a medida da sua capacidade para neutralizar ácidos, e corresponde, fundamentalmente, à concentração de hidróxidos, carbonatos e bicarbonatos. Outros materiais podem também contribuir para a alcalinidade das águas naturais. No entanto, o seu contributo é de tal modo insignificante que pode ser ignorado. A alcalinidade carbonatada é representada apenas pelas espécies de carbonato e bicarbonato.

Os valores de alcalinidade determinados nas águas amostradas variam entre 400,0 e 224,0 mg/L de  $\text{CaCO}_3$ . A mediana é de 301,5 mg/L e a média de 296,4 mg/L.

### 5.1.6. Ânions

#### Bicarbonato

O bicarbonato dissolvido numa água subterrânea de terrenos sedimentares tem a sua origem na dissolução de CO<sub>2</sub> atmosférico ou do solo, na dissolução de rochas carbonatadas ou na dissolução de materiais carbonosos. Pequenas alterações no pH podem desempenhar igualmente um papel importante na precipitação ou dissolução do bicarbonato.

A concentração do ião bicarbonato numa água é determinada a partir da alcalinidade, através da relação:  $\text{HCO}_3 \text{ (mg/L)} = \text{Alcalinidade (mg/L)} * 1,22$ .

O valor de bicarbonato nas águas estudadas varia de 488,00 a 273,28 mg/L. A mediana de 361,58 mg/L e a média dos valores obtidos é de 367,83 mg/L.

#### Cloreto

O ião cloreto é geralmente muito solúvel e muito estável em solução, sendo a sua precipitação muito difícil. O cloreto é um elemento pouco abundante nas rochas, normalmente está presente nas águas em baixas quantidades. Porém, a lavagem de terrenos de origem marinha e a mistura com águas congénitas e fósseis podem contribuir com quantidades importantes de cloretos. Outras origens podem ser a circulação de água em rochas evaporíticas, a mistura com águas marinhas em regiões costeiras e contaminação antrópica.

As águas estudadas mostram concentrações de cloreto entre 1053,45 e 60,24 mg/L, com mediana de 149,92 mg/L e média de 287,06 mg/L. Convém realçar que a água que apresenta maior quantidade de cloreto foi recolhida num poço que tem um furo mais profundo no seu interior (com cerca de 12 m de profundidade).

Sete águas (F3A, F6A, P7A, P8A, P9A, F13A e P15A) têm concentrações de cloretos superiores a 200 mg/L, o qual pode ter duas origens, intrusão salina ou contaminação agrícola.

A variação espacial da concentração deste ião, mostra não haver aumento com a aproximação ao litoral (Figura 26), excluindo a hipótese de haver invasão do aquífero pela água do mar (avanço da cunha salina para o interior), à exceção da amostra F3A que apresenta 1053,45 mg/L de cloreto.

A análise conjunta da variação deste elemento com outros dissolvidos na água (tal como o sulfato e o nitrato) poderá ajudar a distinguir as duas origens.

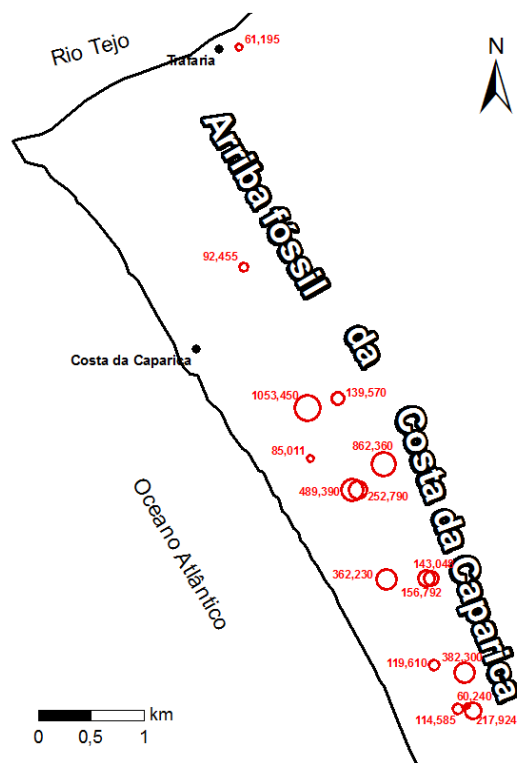


Figura 26 - Variação espacial do cloreto (mg/L).

O padrão de distribuição espacial do cloreto é semelhante ao da condutividade. Indicando que os valores de condutividade são essencialmente controlados pelas concentrações de cloretos presentes em cada água.

### Sulfato

O ião sulfato dissolvido nas águas subterrâneas pode provir da lavagem de terrenos formados em condições de grande aridez ou em ambiente marinho, da dissolução de gesso ou de anidrite, ou ainda, de atividades urbanas, industriais e agrícolas (uso de fertilizantes).

As concentrações do ião sulfato nas águas estudadas variam entre 1646,750 e 40,636 mg/L, com mediana de 206,195 mg/L e média de 425,817 mg/L.



As águas amostradas a Sul da Costa da Caparica, apresentam os maiores valores de sulfatos parecendo estar associado à agricultura intensiva praticada, principalmente pelo uso de fertilizantes. A distribuição espacial do sulfato está concordante com o tipo de uso de solo em cada local (Figura 27).

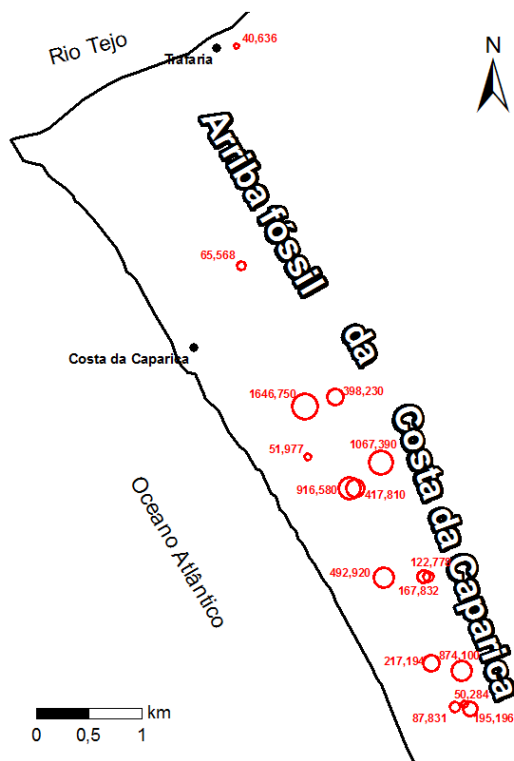


Figura 27 - Variação espacial do sulfato (mg/L).

### Nitrato

O ião nitrato é um ião muito solúvel, de grande mobilidade que pode ser lixiviado das camadas superiores do solo para as águas subterrâneas. O ião nitrato provém da utilização de adubos na agricultura, dos produtos de rejeição da criação de animais e de sistemas sépticos deficientes.

As concentrações de nitratos nas águas variam de 947,400 a 27,371 mg/L. A mediana é de 160,912 mg/L e a média de 246,121 mg/L.

As cinco águas com maiores valores de nitrato (F3A, F6A, P8A, P9A e P15A) são as que apresentam maiores valores de sulfatos, podendo indicar contaminação agrícola.

A variação espacial do nitrato demonstra igualmente o tipo de uso do solo, como se verificou com o ião sulfato (Figura 28).

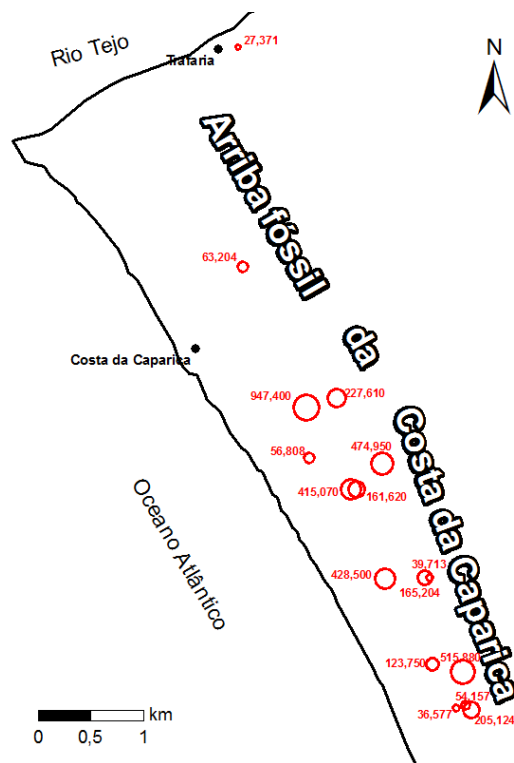


Figura 28 - Variação espacial do nitrato (mg/L).

### **Fosfato**

A concentração de fosfato em águas naturais é normalmente baixa, porque a sua ocorrência na crosta terrestre é baixa. A sua presença em águas subterrâneas deve-se geralmente a ações antrópicas, mais precisamente devido à influência de efluentes domésticos, inseticidas, pesticidas e derivados de detergentes.

Só foi possível detetar presença do ião fosfato em duas amostras de água, P7A e P16A, com valores de 2,277 e 1,429 mg/L respetivamente, provavelmente associado a contaminação de origem agrícola.

### **Brometo**

O brometo tem um comportamento químico semelhante ao do ião cloreto. É um elemento extremamente reativo e corrosivo, estando presente na água do mar em concentrações na ordem de 65 mg/L.

Só em seis águas foi detetada a presença do ião brometo. O valor máximo é de 3,404 mg/L na captação P8A, enquanto que nas restantes cinco os valores variam de 0,493 a 0,265 mg/L.

### 5.1.7. Catiões

#### Cálcio

O cálcio é um dos elementos químicos mais abundantes na maioria das rochas da crosta terrestre. Os sais de cálcio possuem solubilidade moderada a elevada, o seu quimismo anda associado aos iões bicarbonato e carbonato, sendo muito comum a sua precipitação sob a forma de carbonato de cálcio ( $\text{CaCO}_3$ ).

A sua presença nas águas subterrâneas provém, essencialmente, da dissolução de calcários, dolomites, gesso, anidrite, e de aluminossilicatos com  $\text{Ca}^{2+}$ .

As águas amostradas mostram grande variação nas concentrações deste ião, com valores entre 926,400 mg/L e 48,800 mg/L, com mediana de 138,400 mg/L e média de 257,700 mg/L.

#### Sódio

O sódio é um dos metais alcalinos mais importantes e abundantes nas águas subterrâneas. É um ião com solubilidade muito elevada e é muito difícil de precipitar.

Quando a mesma água tem elevadas concentrações de sódio e de cloretos, normalmente indica ocorrência de intrusão de água do mar e/ou a circulação por rochas evaporíticas.

A ação antrópica (urbana, industrial ou agrícola) pode contaminar as águas subterrâneas com sódio. Quando se verifica este caso de contaminação, concentrações anómalas deste ião são acompanhadas por concentrações igualmente anómalas de nitratos, nitritos e sulfatos.

A concentração máxima de sódio encontrada nas águas estudadas é de 489,00 mg/L e a mínima de 24,80 mg/L. A mediana para este ião é de 98,10 mg/L e a média de 142,80 mg/L.

As maiores concentrações de sódio foram determinadas nas amostras F3A, P8A, F6A, P15A, P9A, P4A e P7A onde também se observa valores elevados de cloreto e de sulfato (Figura 29), permitindo colocar a hipótese da ocorrência de intrusão marinha ou contaminação por aerossóis marinhos, pela proximidade ao litoral.

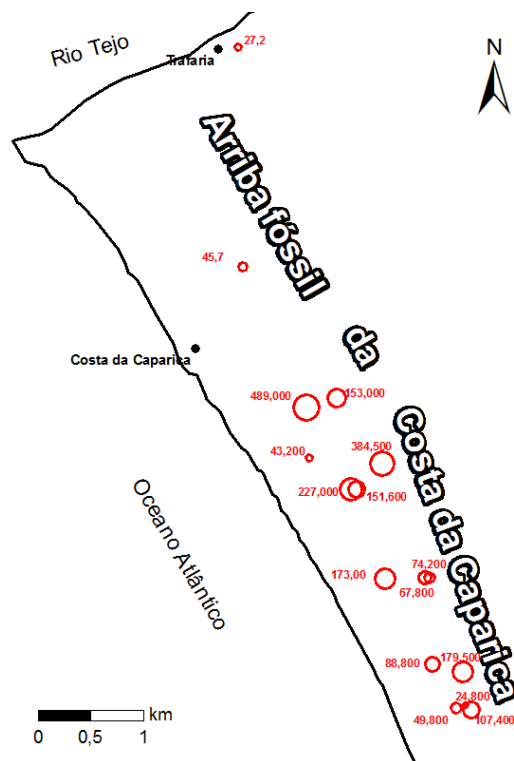


Figura 29 - Variação espacial do sódio (mg/L).

### Potássio

O potássio é um metal alcalino que ocorre em pequenas quantidades ou está ausente nas águas subterrâneas, devido à sua participação intensa em processos de troca iónica, além da facilidade de ser adsorvido pelos minerais de argila e de os seus sais serem bastante utilizados pelos vegetais. Apresenta um comportamento químico muito semelhante ao do sódio.

As elevadas concentrações deste ião devem-se normalmente a ações antrópicas como contaminações industriais, mineiras e agrícolas, ou à presença de minerais de  $K^+$  nos solos e aquíferos.

As concentrações deste ião nas águas analisadas variam de 81,700 a 6,940 mg/L. Verifica-se que a mediana é de 16,995 mg/L e a média de 25,999 mg/L.

### Magnésio

O magnésio é um elemento químico que apresenta propriedades muito semelhantes às do cálcio, apesar de ser mais solúvel.

Tem origem normalmente, na dissolução de dolomitos, da circulação em rochas evaporíticas, de misturas com água do mar, e por ação antrópica.

O valor máximo da concentração de magnésio registado nas águas estudadas foi de 194,050 mg/L e o mínimo de 16,790 mg/L. A média é de 32,695 mg/L e a média de 55,632 mg/L.

As captações cuja água apresenta maiores concentrações de magnésio (F3A, P8A, F6A, P15A, P9A e P4A), têm igualmente elevadas concentrações de cálcio, cloreto, sódio e sulfato, podendo indicar contaminação marinha ou com as mesmas origens indicadas para o sódio.

## **5.2. Discussão**

### **5.2.1. Fácies hidroquímica**

A fácies hidroquímica de uma água é o resultado do compromisso entre as diferentes espécies químicas presentes na água, principalmente das relações iônicas que se estabelecem entre a fase sólida (mineral) e a água. Tipicamente, a fácies reflete os constituintes iônicos mais abundantes na água.

Foram utilizados os diagramas de *Stiff* e de *Piper* para caracterizar a fácies hidrogeoquímicas das águas em estudo.

Os diagramas de *Stiff* são úteis para mostrar a distribuição espacial da fácies hidrogeoquímicas, bem como o grau de mineralização das águas (Figura 30). O diagrama de *Piper* (Figura 31) permite verificar possíveis misturas e/ou evoluções químicas entre amostras.

As captações estudadas captam águas com fácies hidrogeoquímicas que variam entre bicarbonatada cálcica (7 águas), sulfatada cálcica (5 águas), cloretada cálcica (1 água), sulfatada magnesiânica-sódica (1 água), bicarbonatada magnesiânica (1 água) e cloretada-sulfatada cálcica (1 água).

Na análise dos diagramas de *Stiff* (Figura 30) verifica-se que a captação P1A, localizada na Trafaria, tem a água menos mineralizada. Na distribuição dos diagramas distinguem-se as amostras sulfatadas cálcicas (F3A, F6A, P9A e P15A) e a cloretada-sulfatada cálcica (P8A) das restantes com fácies bicarbonatada. Não se verifica relação entre as amostras e a proximidade ao mar.

Analisando o diagrama de *Piper* (Figura 31) observa-se que as águas têm concentrações muito semelhantes em cátions, no entanto há uma dispersão muito grande em relação aos aniões, que se traduz por uma evolução química no sentido de enriquecimento em sulfatos e em cloretos.

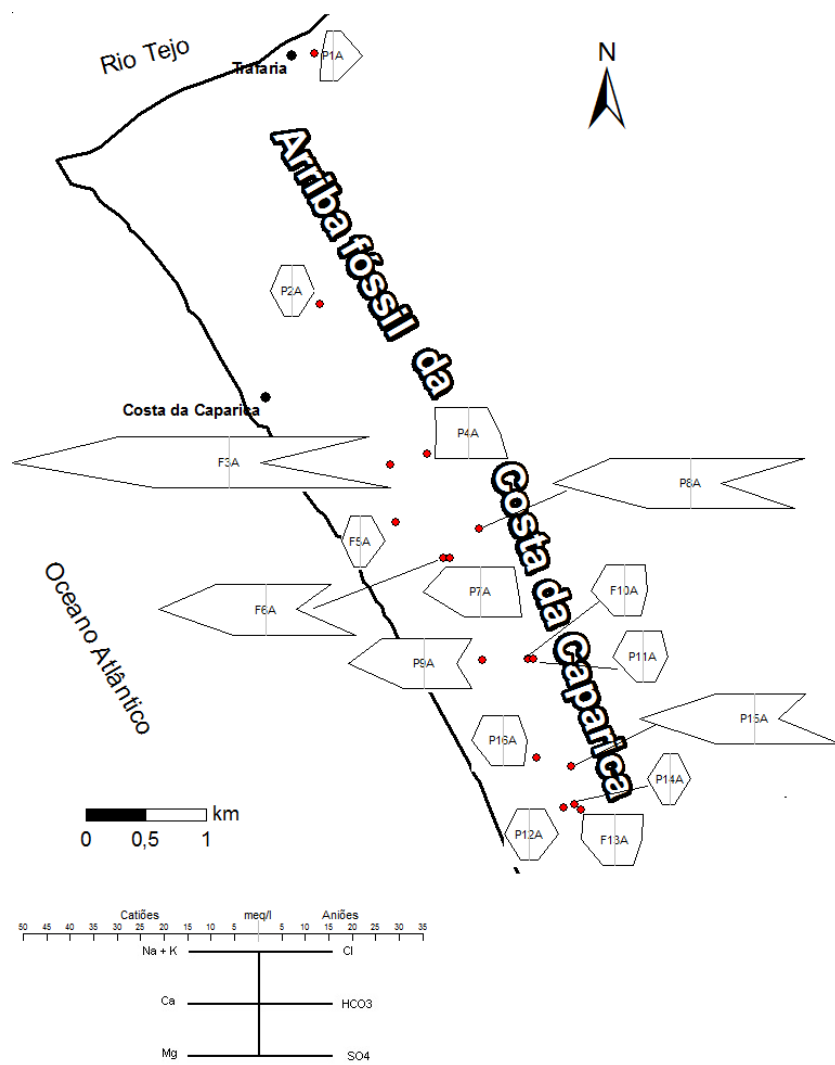
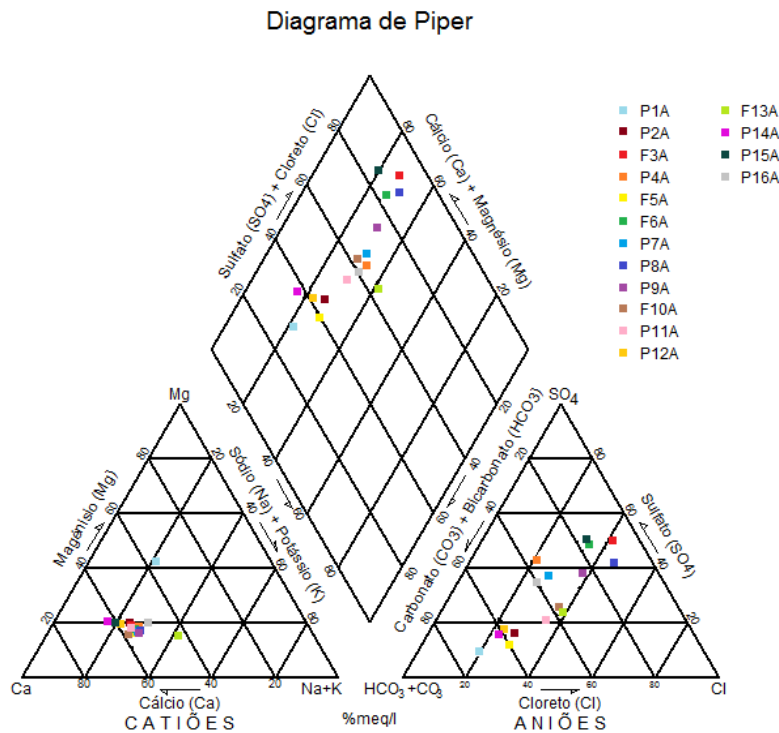


Figura 30 - Diagramas de *Stiff* para as águas em estudo.



### 5.2.2. Processos de mistura e/ou contaminação

A representação gráfica entre vários iões e parâmetros permite tirar ilações sobre diferentes processos de mistura e/ou contaminação.

A projeção das amostras num diagrama  $\text{Na}^+$  vs  $\text{Cl}^-$  (Figura 32) apresenta uma boa correlação e as amostras pouco se afastam da linha de mistura com água do mar, podendo indicar que a origem seja de sais marinhos, por contaminação do aquífero por água do mar, lavagem de depósitos marinhos ou aerossóis.

As representações gráficas do ião  $\text{Cl}^-$  vs condutividade (Figura 33) e do ião  $\text{SO}_4^{2-}$  vs condutividade (Figura 34) mostram haver boa correlação entre estas variáveis. Desta forma, verifica-se que o grau de mineralização das águas estudadas está dependente destes dois iões.

Na análise cromatográfica de aniões só foi detetada a presença do ião  $\text{Br}^-$  em seis águas (F6A, P7A, P8A, P9A, P10A e F13A). Não se observa correlação entre os iões  $\text{SO}_4^{2-}$  e  $\text{Br}^-$  (Figura 35), indicando que provêm de origem distintas.

Embora exista correlação positiva entre os iões  $\text{SO}_4^{2-}$  e  $\text{Cl}^-$  (Figura 36), esta correlação desvia-se de uma possível reta de mistura de uma água subterrânea pouco mineralizada com água do mar, podendo indicar que o sulfato existente nas águas estudadas não provem de contaminação marinha.

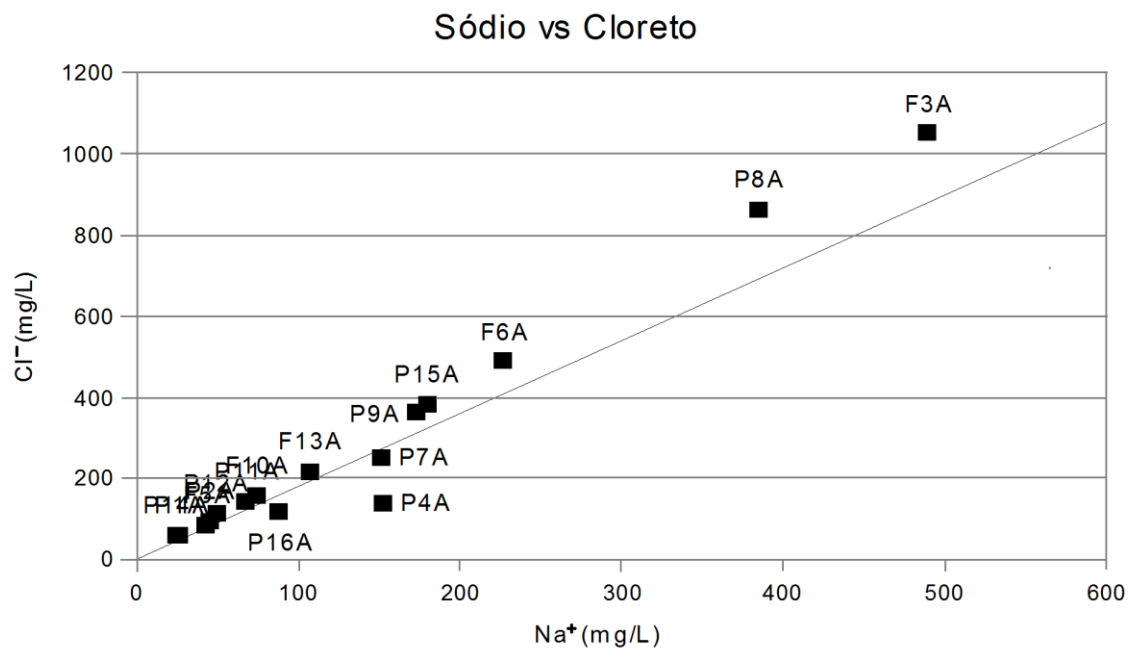


Figura 32 - Relação entre as concentrações dos iões Na<sup>+</sup> e Cl<sup>-</sup>. A linha representa uma linha de mistura com a água do mar

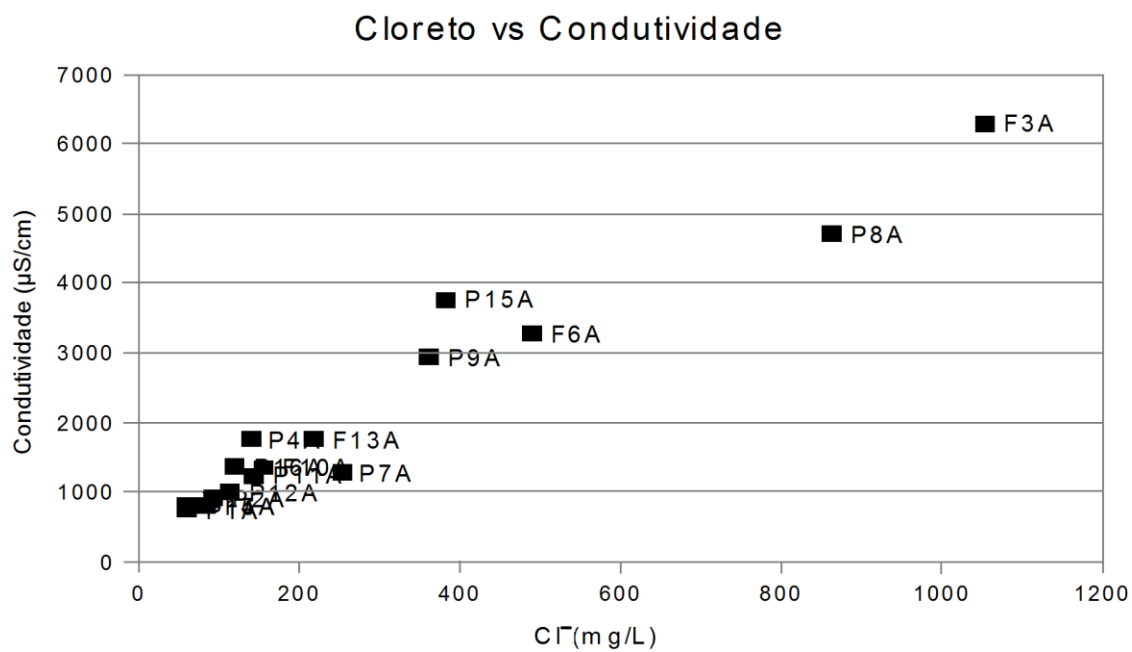


Figura 33 - Relação entre a concentração do ião Cl<sup>-</sup> e a condutividade.



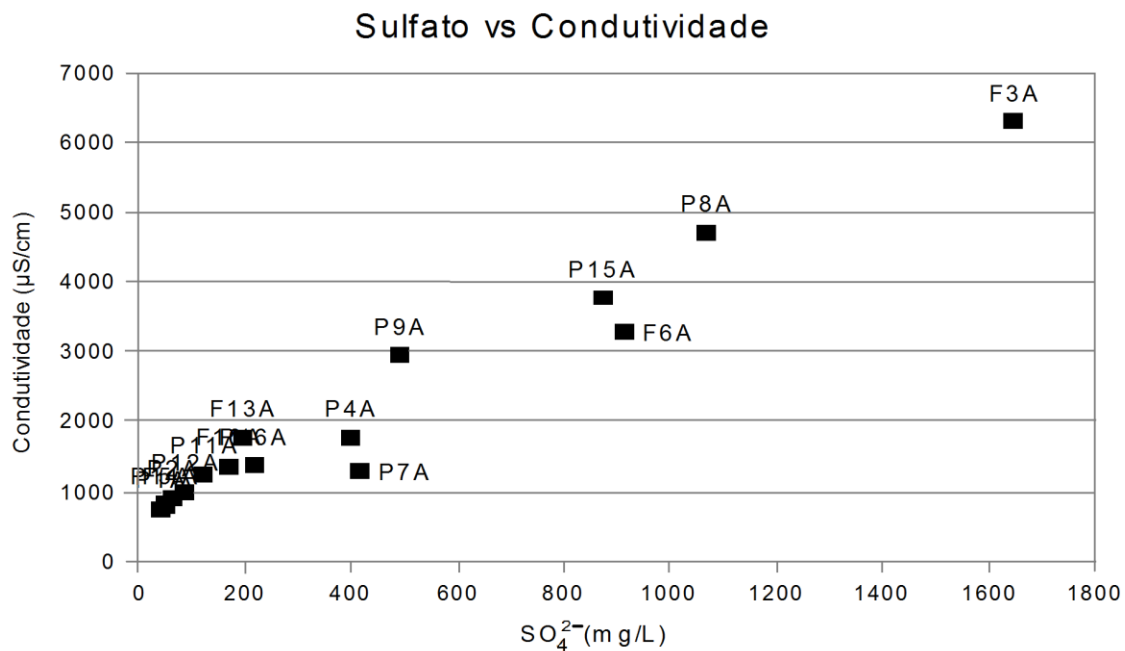


Figura 34 - Relação entre a concentração do íon  $\text{SO}_4^{2-}$  e a condutividade

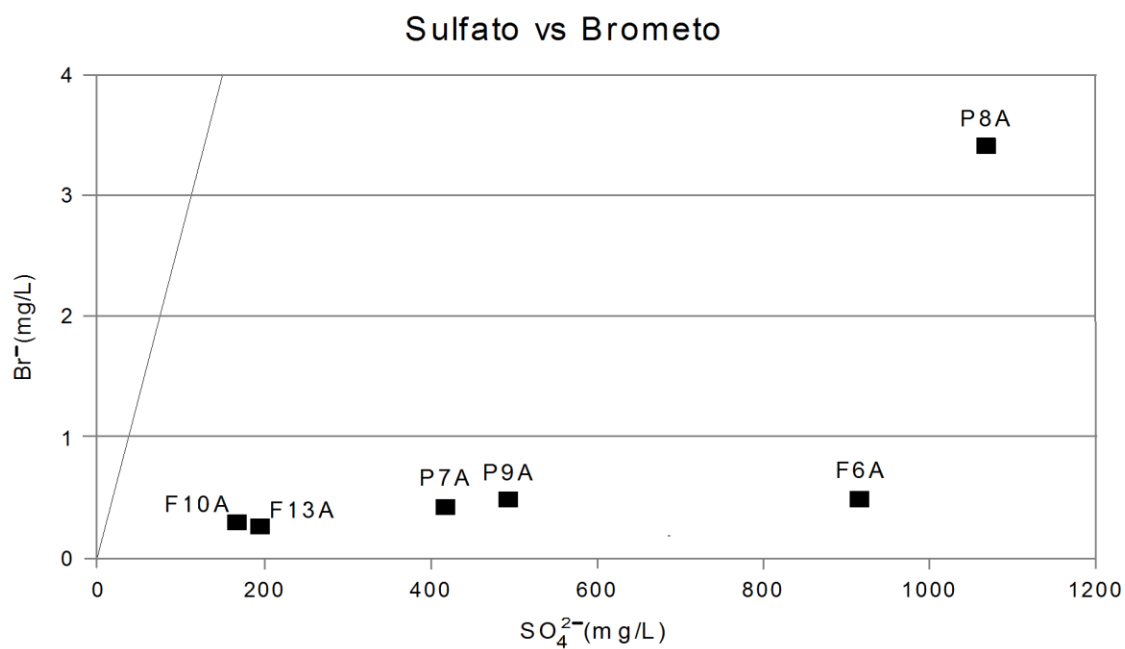


Figura 35 - Relação entre as concentrações dos íons  $\text{SO}_4^{2-}$  e  $\text{Br}^-$ . A linha representa uma linha de mistura com a água do mar.

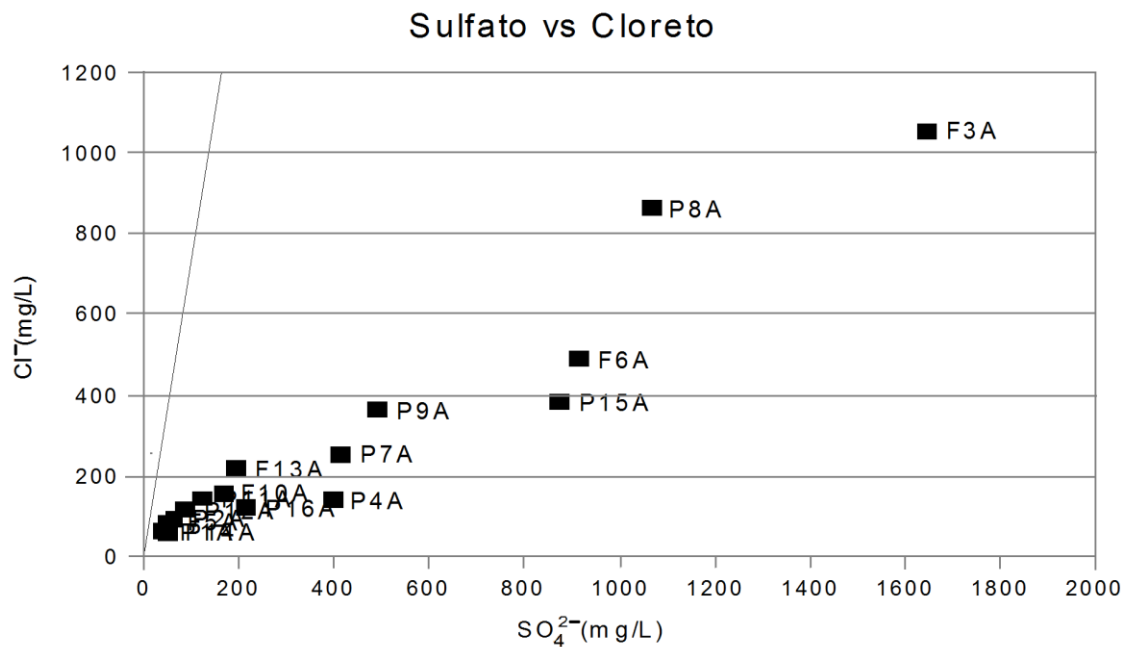


Figura 36 - Relação entre as concentrações dos íons  $\text{SO}_4^{2-}$  e  $\text{Cl}^-$ . A linha representa uma linha de mistura com a água do mar.

A relação entre os íons  $\text{SO}_4^{2-}$  e  $\text{NO}_3^-$  (Figura 37) mostra boa correlação, indicando que estes dois íons podem ter a mesma origem, provavelmente a contaminação agrícola.

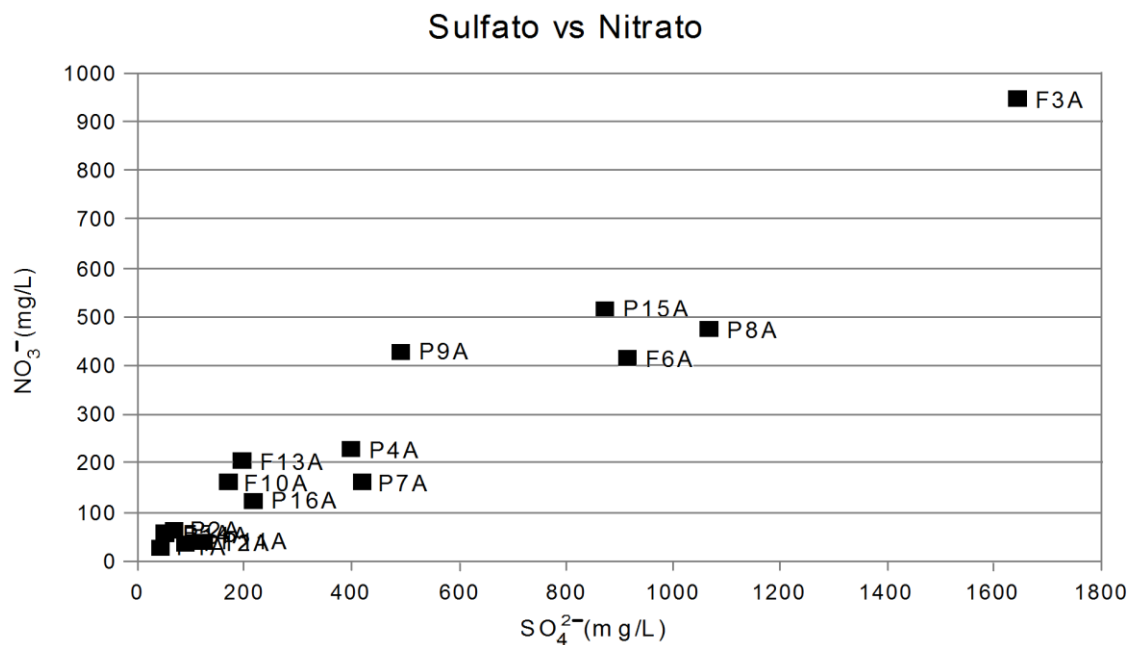


Figura 37 - Relação entre as concentrações dos íons  $\text{SO}_4^{2-}$  e  $\text{NO}_3^-$ .

A relação entre os íons  $\text{Br}^-$  e  $\text{Cl}^-$  (Figura 38) mostra um aumento da concentração do íon  $\text{Cl}^-$ , enquanto a concentração de  $\text{Br}^-$  varia pouco, com exceção da amostra P8A. Esta variação parece indicar a inexistência de contaminação por sais marinhos. Por sua vez, a amostra P8A é a única que tem uma representação sobre uma possível reta de mistura com água do mar.

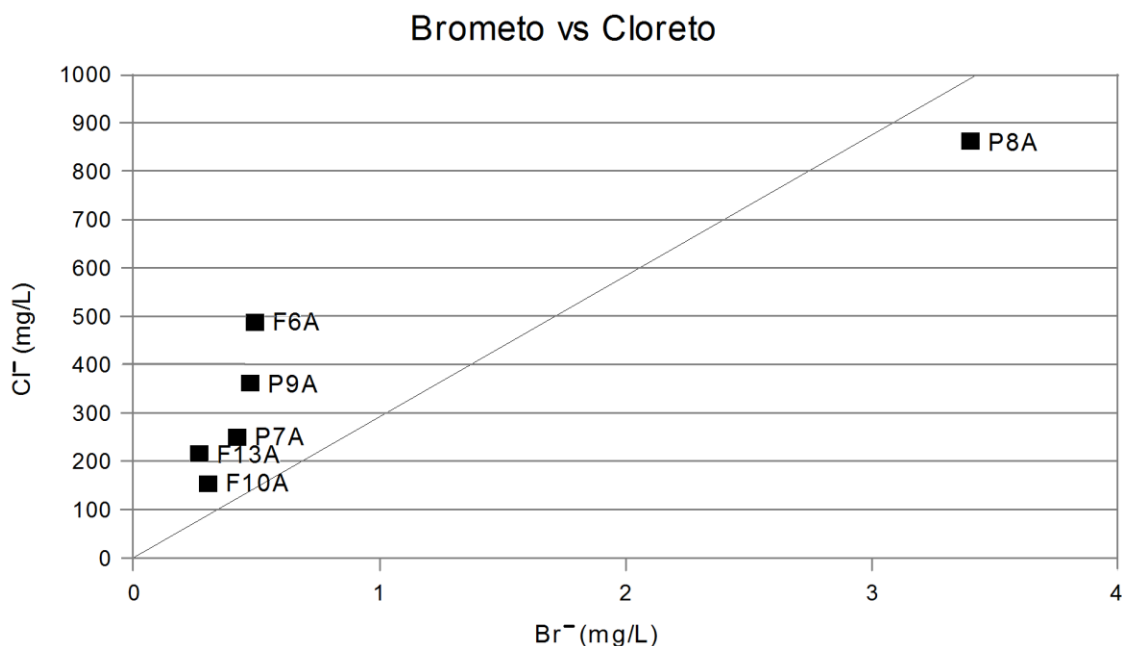


Figura 38 - Relação entre as concentrações dos íons  $\text{Br}^-$  e  $\text{Cl}^-$ . A linha representa uma linha de mistura com a água do mar.

A representação gráfica do  $\text{HCO}_3^-$  vs  $\text{Ca}^{2+}$  (Figura 39) e  $\text{HCO}_3^-$  vs  $\text{Cl}^-$  (Figura 40) parecem indicar diferentes origens para estes íons. Todas as águas têm valores superiores aos presentes na água do mar, indicando outra origem para o íon  $\text{HCO}_3^-$ .

A atividade agrícola praticada nestes terrenos pode ser a responsável pelo aumento na concentração de sulfatos encontrado nas águas estudadas. Em zonas de intensa agricultura, em que os cultivos são regados por águas de origem subterrânea, o excedente da rega que atinge o aquífero é mais mineralizado com o passar dos anos em virtude da repetida utilização da água, evidenciando-se nestes casos as altas concentrações de cloretos, bicarbonatos e nitratos. A adição de fertilizantes e pesticidas ricos em compostos azotados e sulfatados agrava este fenômeno.

A relação entre os íons  $\text{Mg}^{2+}$  e  $\text{Ca}^{2+}$  (Figura 41) mostra boa correlação, podendo indicar a mesma origem para estes íons, a qual poderá ser a origem carbonatada de algumas areias ou a presença de conchas de antigos organismos marinhos nas formações aquíferas.

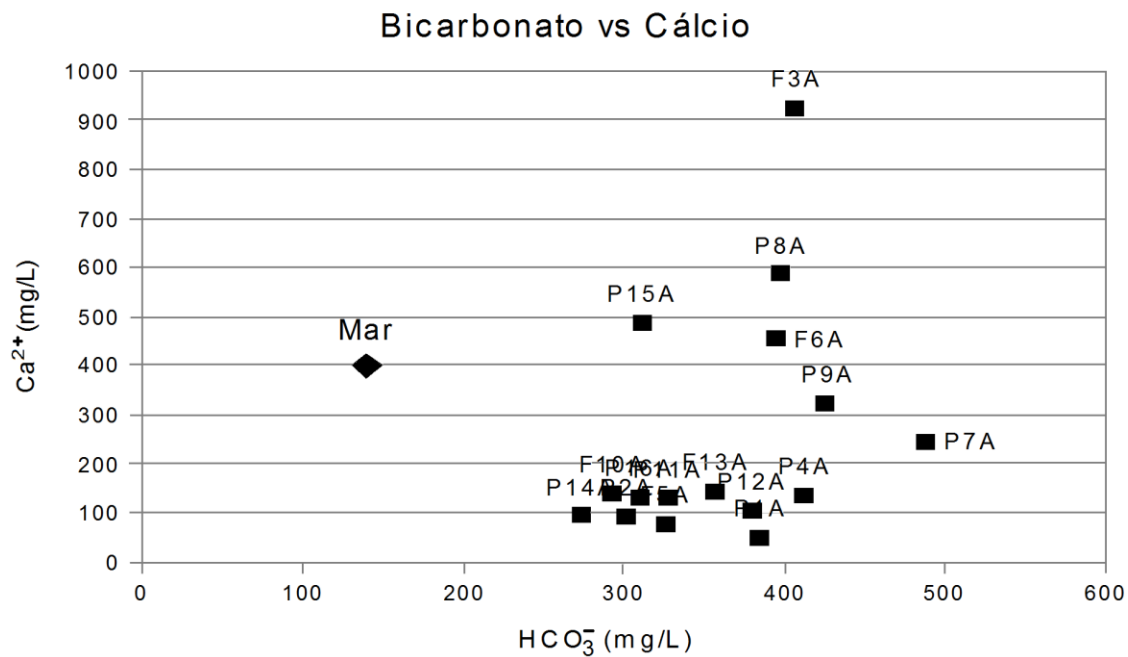


Figura 39 - Relação entre as concentrações dos íons HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> e Ca<sup>2+</sup>.

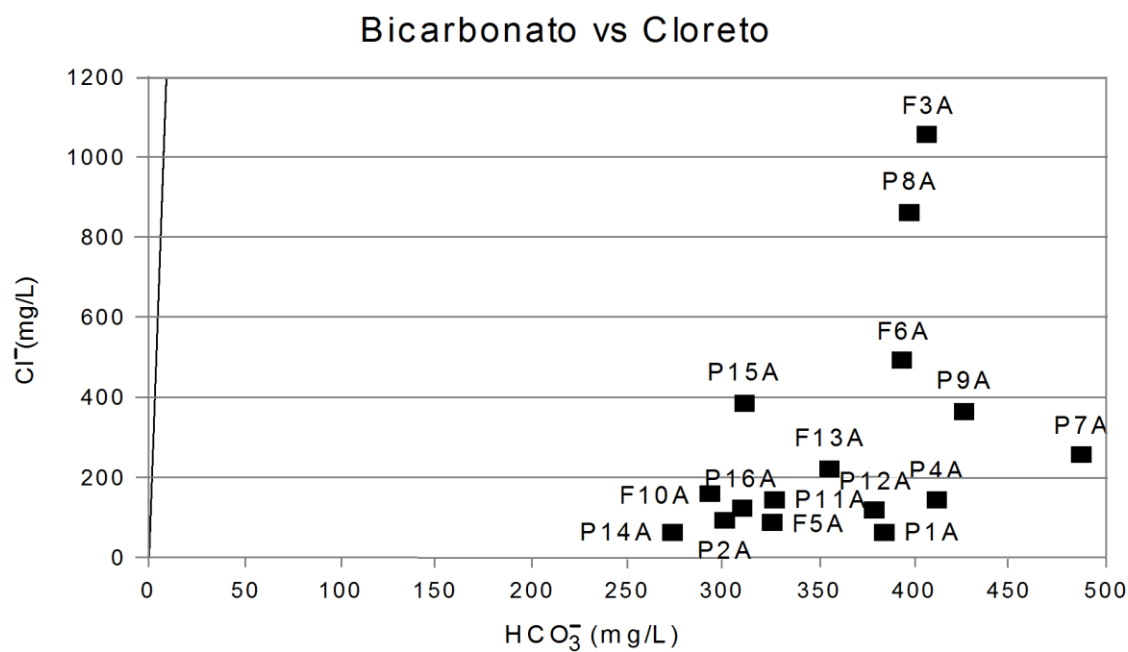


Figura 40 - Relação entre as concentrações dos íons HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> e Cl<sup>-</sup>. A linha representa uma linha de mistura com a água do mar.

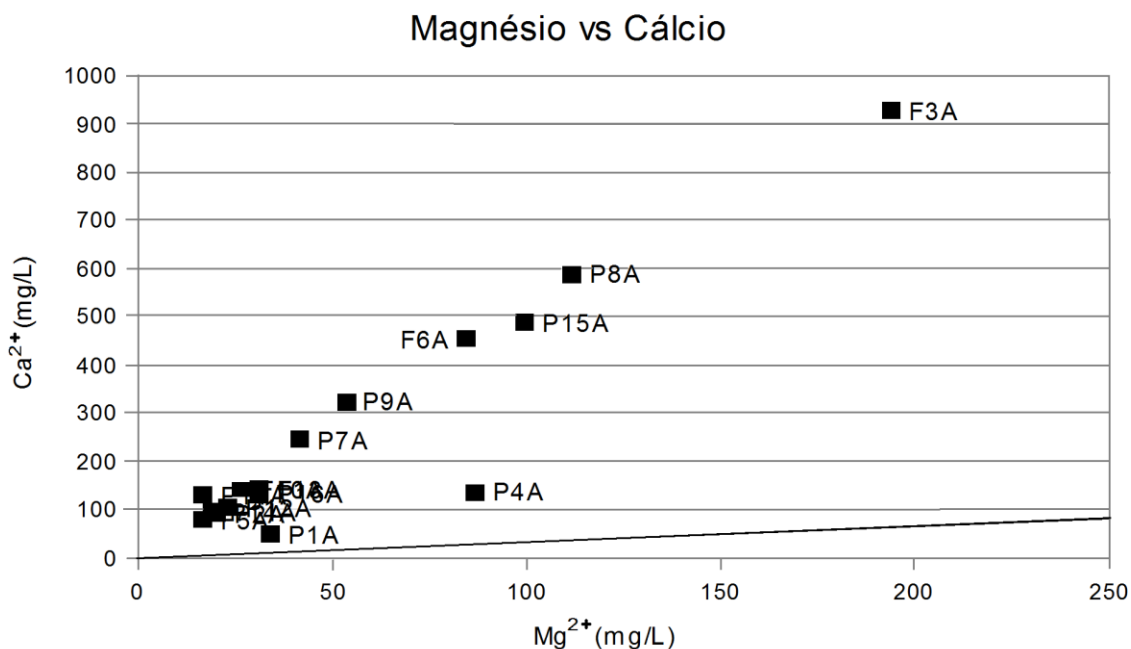


Figura 41 - Relação entre as concentrações dos iões  $Mg^{2+}$  e  $Ca^{2+}$ . A linha representa uma linha de mistura com a água do mar.

Segundo Custódio e Llamas (1976), as relações entre os iões dissolvidos numa água - índices hidrogeoquímicos - podem dar indicação da relação entre o terreno e a água que o atravessa, ou indicar uma característica específica da água em consideração.

Na tabela 5 são apresentados os índices hidrogeoquímicos obtidos nas amostras estudadas.

$$\underline{rMg^{2+}/rCa^{2+}}$$

Em águas continentais este índice varia entre 0,300 e 1,500, ao passo que na água do mar esta relação pode atingir valores de 5 (Custódio e Llamas, 1976).

As águas analisadas apresentam valores que variam de 0,214 a 1,158, pelo que se poderá concluir que se está perante águas continentais. Existe três valores abaixo de 0,300, limite inferior definido por Custódio e Llamas (1976).

Tabela 5 - Índices hidrogeoquímicos.

Referência	rMg/rCa	rCl/rHCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	rK/rNa <sup>+</sup>
P1A	1,158	0,274	0,181
P2A	0,359	0,529	0,125
F3A	0,346	4,455	0,098
P4A	1,054	0,583	0,070
F5A	0,357	0,449	0,107
F6A	0,306	2,137	0,077
P7A	0,280	0,891	0,104
P8A	0,314	3,731	0,014
P9A	0,274	1,464	0,176
F10A	0,310	0,921	0,200
P11A	0,214	0,753	0,131
P12A	0,364	0,520	0,135
F13A	0,359	1,053	0,433
P14A	0,328	0,379	0,165
P15A	0,337	2,115	0,052
P16A	0,392	0,664	0,125

### $rCl/rHCO_3^-$

De acordo com Custódio e Llamas (1976), o índice  $rCl/rHCO_3^-$  é bastante útil na caracterização da intrusão salina, porque as águas continentais apresentam normalmente um valor entre 0,100 e 1,500, enquanto na água do mar o índice varia entre 20 e 50. O rápido aumento deste índice é um excelente indicador de intrusão salina, uma vez que a água do mar tem um baixo conteúdo em bicarbonato (Custódio e Llamas, 1976).

Os valores obtidos para esta relação nas águas estudadas variam entre 0,274 e 4,455, com exceção de quatro águas (F3A, F6A, P8A e P15A), este índice indica águas continentais.

### $rK^+/rNa^+$

Segundo Custódio e Llamas (1976), em águas marinhas o índice  $rK/rNa$  varia entre 0,020 e 0,025 e em águas doces de 0,004 a 0,300.

Das águas estudadas só uma é que não se encontra no intervalo definido para as águas doce. A água F13A que se encontra fora deste intervalo tem um índice no valor de 0,433, devido à sua elevada concentração em potássio (79,100 mg/L).

O melhor indicador da contaminação marinha é o íon cloreto, porque não é alterado pela circulação no terreno (Custódio e Llamas, 1976).

Segundo Appelo e Postma (1993), as reações químicas durante avanços e recuos de água salgada e água doce podem ser deduzidos calculando a composição baseada numa mistura conservativa de água salgada e água doce, e comparando as concentrações conservativas com aquelas analisadas nas águas locais. Estes mesmos autores continuam referindo que a fração de água salgada é baseada na concentração de  $\text{Cl}^-$  na amostra, porque o  $\text{Cl}^-$  é um parâmetro conservativo usado para determinar a contribuição da água do mar na água da chuva.

A fração de  $\text{Cl}^-$  baseada na água do mar é:

$$f_{\text{mar}} = \frac{m_{\text{Cl amostra}} - m_{\text{Cl água doce}}}{m_{\text{Cl mar}} - m_{\text{Cl água doce}}}$$

em que:

$m_{\text{Cl}^- \text{ amostra}}$ , é a concentração do ião cloreto na amostra em mmol/L;

$m_{\text{Cl}^- \text{ água doce}}$ , é a concentração do ião cloreto na água doce considerada em mmol/L;

$m_{\text{Cl}^- \text{ mar}}$ , é a concentração de ião cloreto na água do mar considerada em mmol/L.

A Tabela 6 apresenta o valor da fração de água salgada, em percentagem, existentes nas amostras recolhidas, de acordo com este método.

Foi realizada modelação hidrogeoquímica, com recurso ao *software Phreeqc*, com o objetivo de verificar a percentagem de água do mar presente nas águas amostradas com  $f_{\text{mar}}$  superior a 1%. Considerando a água do ponto nº 11 como uma água representativa de circulação em rochas desta área, simularam-se diferentes graus de mistura entre a água típica e a água do mar. No final destas simulações, os valores do ião cloreto resultante das misturas foram confrontados com as concentrações reais de  $\text{Cl}^-$  das amostras F3A, F6A, P7A, P8A, P9A, F13A e P15A.

A tabela 7 apresenta a percentagem de água do mar necessária para igualar a concentração de cloretos das amostras confrontadas.

Verifica-se que os dois métodos apresentam resultados diferentes de mistura com água do mar. A diferença máxima verificada entre os dois métodos é de 0,81% na água F3A e o mínimo de 0,69% na água P9A.

Tabela 6 - Fração de água salgada para as amostras recolhidas.

Referência	$f_{\text{mar}}$
P1A	0,25%
P2A	0,42%
F3A	5,48%
P4A	0,67%
F5A	0,38%
F6A	2,51%
P7A	1,26%
P8A	4,48%
P9A	1,84%
F10A	0,76%
P11A	0,69%
P12A	0,53%
F13A	1,08%
P14A	0,25%
P15A	1,95%
P16A	0,56%

Tabela 7 - Percentagem de água do mar necessário para igualar a concentração real de  $\text{Cl}^-$  das amostras, valores obtidos através de simulações no *Phreeqc*.

Referência	Água do mar
F3A	4,67%
P8A	3,69%
F6A	1,75%
P15A	1,25%
P9A	1,15%
P7A	0,55%
F13A	0,35%

A análise anterior dos resultados analíticos tem mostrado que a maioria das águas tem enriquecimento em sulfatos. Como os sulfatos podem ter origem em contaminação e na mistura com água do mar, procedeu-se a modelação hidrogeoquímica (utilizando o *software Phreeqc*) no sentido de distinguir as concentrações em sulfato das duas origens.

Os cálculos foram realizados para as águas F3A, F6A, P7A, P8A, P9A, F13A e P15A assumindo a relação cloreto/sulfato da água do mar. Os valores de sulfato em excesso e que poderão ter origem antrópica estão apresentados na Tabela 8.



Tabela 8 - Contaminação por sulfato.

Referência	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (mg/L)
F3A	1464,89
F6A	786,98
P7A	310,69
P8A	902,73
P9A	374,47
F13A	91,92
P15A	753,82

Verifica-se que as águas F3A, F6A, P8A e P15A são as que apresentam maior contaminação em sulfatos, com um excesso de 1464,89 mg/L, 786,98 mg/L, 902,73 mg/L e 753,82 mg/L, respectivamente. Estas captações encontram-se situadas em terrenos agrícolas, podendo este excesso de sulfatos ter origem nos fertilizantes utilizados na agricultura.

### 5.2.3. Equilíbrio água-rocha

Os equilíbrios água rocha dão informação sobre as reações de dissolução e precipitação de fases sólidas que ocorrem numa água subterrânea durante todo o seu percurso desde a infiltração à surgência. Essa informação pode ser obtida através do estudo do estado de equilíbrio da água em relação a fases gasosas, aquosas e sólidas.

Este equilíbrio termodinâmico em relação às fases sólidas pode ser representado pelo Índice de Saturação (IS) da água em relação a essa fase, sendo obtido pela seguinte equação:

$$IS = \log \frac{IAP}{K_t}$$

onde IAP é o produto das atividades dos iões que resultam da reação de dissolução do mineral e K<sub>t</sub> a respetiva constante de equilíbrio para a temperatura da água.

O estado de equilíbrio da água em relação à fase sólida é avaliado pelas seguintes relações: Log IS > 0,1, solução sobressaturada com condições favoráveis à precipitação da fase sólida; -0,1 < Log IS < 0,1, solução em equilíbrio; Log < -0,1, solução subsaturada com possibilidade de dissolução da fase sólida.

Foram calculados os IS para as águas em estudo relativamente às fases sólidas anidrite, aragonite, calcite, dolomite, fluorite, gesso e halite através do *software Phreeqc Interactive* (Tabela 9).

Os IS calculados mostram que as fases minerais passíveis de precipitar a partir das águas analisadas são a aragonite, calcite e dolomite. As fases minerais com possibilidade de serem dissolvidas são a anidrite, gesso e halite. Existindo como exceção a água da captação F3A que se encontra em equilíbrio com o gesso, sem tendência para precipitar ou dissolver esta fase sólida.

Todas as águas estudadas encontram-se sobressaturadas em relação à calcite, aragonite e dolomite, podendo indicar que a água circulou em rochas carbonatadas (Miocénico) ou em areias (Plisto-Holocénico) com elementos carbonatados.

Em relação ao gesso, todas as amostras estão subsaturadas com exceção da recolhida na captação F3A, a qual está em equilíbrio. Este equilíbrio pode resultar da dissolução de rochas que contenham na sua composição gesso ou do aumento de sulfato por contaminação antrópica.

As águas encontram-se subsaturadas em relação à halite, indicando que a dissolução de halite é praticamente inexistente, podendo o NaCl dissolvido derivar da lavagem de terrenos de formações com origem marinha.

Em relação ao IS da anidrite todas as águas estão fortemente subsaturadas, pelo que as concentrações de sulfato nas águas devem resultar de simples adição deste anião.

Tabela 9 – Índices de saturação das amostras analisadas. Verde, significa água sobressaturada. Vermelho, significa água subsaturada. Azul, significa água em equilíbrio.

Referência	Anidrite	Aragonite	Calcite	Dolomite	Gesso	Halite
P1A	-2,43	0,62	0,77	1,66	-2,19	-7,35
P2A	-1,99	0,74	0,88	1,40	-1,75	-6,96
F3A	-0,28	1,17	1,32	2,24	-0,04	-5,01
P4A	-1,29	0,81	0,96	2,00	-1,05	-6,30
F5A	-2,25	1,87	2,02	3,74	-2,02	-7,02
F6A	-0,61	1,09	1,24	2,06	-0,38	-5,64
P7A	-1,03	1,10	1,25	2,03	-0,79	-6,06
P8A	-0,51	1,12	1,26	2,08	-0,27	-5,17
P9A	-0,92	1,07	1,22	1,94	-0,68	-5,86
F10A	-1,51	0,79	0,94	1,42	-1,27	-6,54
P11A	-1,61	0,88	1,02	1,50	-1,39	-6,62
P12A	-1,84	0,86	1,01	1,66	-1,60	-6,83
F13A	-1,48	0,86	1,01	1,66	-1,25	-6,26
P14A	-2,08	0,72	0,86	1,32	-1,84	-7,05
P15A	-0,63	1,00	1,15	1,90	-0,40	-5,84
P16A	-1,43	0,79	0,94	1,56	-1,20	-6,59

## 6. Geoquímica isotópica – Isótopos estáveis de oxigénio e hidrogénio

Uma das contribuições da ciência moderna para o conhecimento dos recursos hídricos é o desenvolvimento de técnicas nucleares aplicadas ao estudo das razões entre isótopos ambientais. Essas técnicas, juntamente com dados convencionais, permitem obter informações que não são acessíveis por outros métodos ou são difíceis de serem obtidas.

Isótopos são átomos do mesmo elemento químico que apresentam um número diferente de neutrões no núcleo, tendo o mesmo número atómico mas diferente massa (Galego Fernandes, 2004). Os isótopos ambientais estáveis ou radioativos, podem ser definidos como aqueles isótopos que ocorrem naturalmente no ambiente.

No contexto hidrológico e hidrogeológico os isótopos ambientais são utilizados como traçadores (de águas superficiais e subterrâneas) em estudos de proveniência e, como tal, permitem estimar a localização de áreas de recarga e avaliar processos de mistura de água doce/água salgada (Clark e Fritz, 1997) entre outras.

A propriedade dos isótopos que permite a sua utilização em hidrogeologia é o fracionamento. Os processos de fracionamento isotópico são os responsáveis pelas variações nas razões isotópicas associadas ao ciclo hidrológico, por estarem dependentes da evaporação e condensação. Nos aquíferos as águas podem reagir com fases sólidas e gasosas, ou mistura com outras águas, alterando a sua composição isotópica.

As diferenças relativas entre os isótopos são determinadas através da medição da relação diferencial entre átomos, com espectrómetros de massa. Esta relação isotópica ( $\delta$ ) mede a razão entre o isótopo mais pesado e o mais leve na amostra e a mesma razão num padrão de referência internacional expressa em permilagem (‰).

A razão isotópica  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  é dada pela Equação 1 e referida ao padrão V-SMOW (*Standard Mean Ocean Water*- antigamente designada apenas por SMOW), à qual é também referida a razão isotópica do hidrogénio,  $^2\text{H}/^1\text{H}$ .

Equação 1:

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{amostra}} = \frac{\left[ \left( \frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{amostra}} - \left( \frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{padrão}} \right]}{\left( \frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{padrão}}}$$

onde:

$\delta^{18}\text{O}_{\text{amostra}}$  - é a concentração isotópica em partes por mil de  $^{18}\text{O}$  na amostra;

$(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{amostra}}$  - é a razão relativa entre  $^{18}\text{O}$  e  $^{16}\text{O}$  na amostra;

$(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{padrão}}$  - é a razão relativa entre  $^{18}\text{O}$  e  $^{16}\text{O}$  no padrão internacional.

Craig (1961), baseando-se em aproximadamente 400 amostras de água de precipitação provenientes de várias regiões do globo, encontrou uma correlação linear entre os valores de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^2\text{H}$  que representam a reta global de águas meteóricas. *Global Meteoric Water Line* (GMWL), representada pela equação de reta  $\delta^2\text{H} = 8 \cdot \delta^{18}\text{O} + 10$ . Vários estudos ulteriores têm mostrado a existência de retas de correlação com declives e origem distintos da reta de Craig, como resultado de parâmetros locais climáticos e geográficos (Clark e Fritz, 1997).

Deste modo, para estudos locais é importante a utilização de uma reta de águas meteóricas regional. Visando a calibração destes isótopos na atmosfera a Agência Internacional de Energia Atômica (OIEA) mantém um banco de dados de medição das razões isotópicas  $\delta^2\text{H}$ ,  $^3\text{H}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  em estações meteorológicas ao longo de todo o mundo.

Sendo a composição isotópica da água de precipitação dependente dos fenómenos de evaporação, condensação e temperatura, esta varia com a altitude, ficando mais empobrecida em  $^{18}\text{O}$  e  $^2\text{H}$  para valores crescentes de altitude. A magnitude do efeito de altitude é função da morfologia da área e das condições meteorológicas que levam à formação de precipitação.

Galego Fernandes (2004) recorreu aos valores anuais de precipitação média ponderada nas diferentes estações de Portugal Continental onde estimou os gradientes isotópicos para o  $^2\text{H}$  e para o  $^{18}\text{O}$  em função da altitude. Os fracionamentos observados por Galego Fernandes (2004) foram de  $-1.5 \pm 0.7 \text{ ‰}$  por 100 m e  $-0.22 \pm 0.08 \text{ ‰}$  por 100 m, para o  $^2\text{H}$  e  $^{18}\text{O}$  respetivamente.

## 6.1. Resultados

Algumas das águas amostradas foram objeto de análise dos isótopos de oxigénio e hidrogénio. A seleção das amostras foi feita com base na sua composição química e na possibilidade de existirem processos de mistura ou diferentes origens de recarga.

Na Tabela 10 apresentam-se os resultados das razões isotópicas  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^2\text{H}$ , determinadas nas águas, relativos a V-SMOW, e do excesso de deutério (d).

Os valores de  $\delta^{18}\text{O}$  variam entre  $-4,28 \text{ ‰}$  (P1A) e  $-3,32 \text{ ‰}$  (F3A) e os de  $\delta^2\text{H}$  entre  $-23,00 \text{ ‰}$  (P1A e P10A) e  $-17,30 \text{ ‰}$  (P7A).

A distribuição espacial dos valores de  $\delta^{18}\text{O}$  (Figura 42) e dos valores de  $\delta^2\text{H}$  (Figura 43), não indicam qualquer tendência espacial.

Tabela 10 - Resultados das análises isotópicas.

Referência	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^2\text{H}$ (‰)	d (‰)
P1A	-4,28	-23,00	11,24
F3A	-3,32	-18,10	8,46
F6A	-3,94	-21,80	9,72
P7A	-3,44	-17,30	10,22
P8A	-3,64	-20,40	8,72
P9A	-3,74	-21,30	8,62
F10A	-4,01	-23,00	9,08
P12A	-3,93	-21,20	10,24
P14A	-3,97	-20,70	11,06
P15A	-3,62	-19,70	9,26

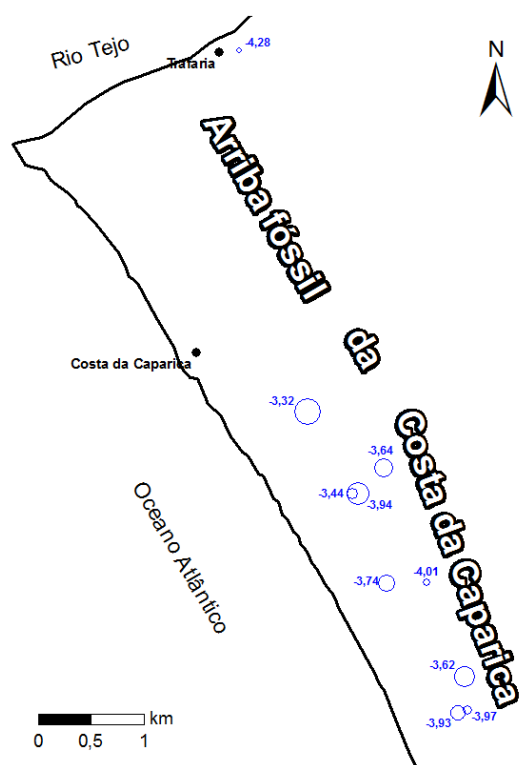


Figura 42 - Distribuição espacial da razão isotópica  $\delta^{18}\text{O}$  das águas subterrâneas amostradas (valores em ‰ em relação a VSMOW).

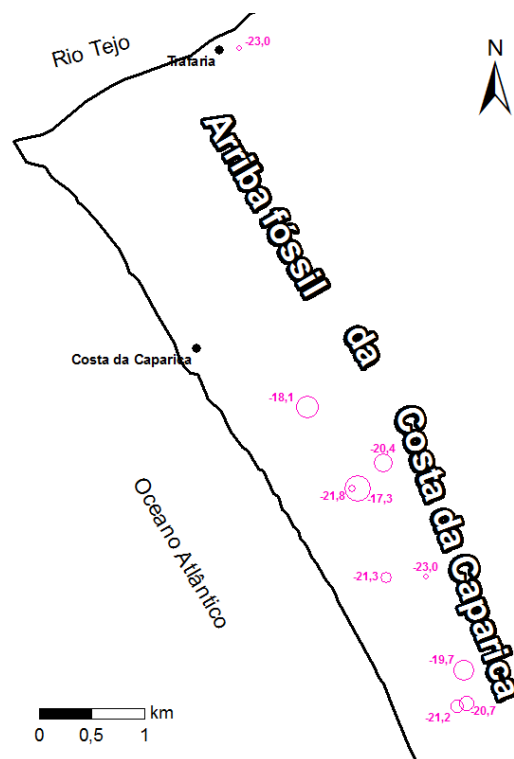


Figura 43 - Distribuição espacial da razão isotópica  $\delta^2\text{H}$  das águas subterrâneas amostradas (valores em ‰ em relação a VSMOW).

## 6.2 Discussão

A representação da composição isotópica das águas num diagrama  $\delta^{18}\text{O}$  versus  $\delta^2\text{H}$ , juntamente com a reta mundial das águas meteóricas, de Craig (1961) ( $\delta^2\text{H} = 8 * \delta^{18}\text{O} + 10$ ) e a reta meteórica de Portugal Continental ( $\delta^2\text{H} = 6,6 * \delta^{18}\text{O} + 3$ ), definida por Carreira *et al.*, (2007). A Figura 44 mostra que a maioria das amostras fica colocada entre a reta meteórica global e a reta meteórica para Portugal Continental.

As águas estudadas indicam ter origem em água de precipitação e o desvio à reta das águas meteóricas de Portugal (em direção à reta mundial) pode se explicado por um enriquecimento em  $\delta^2\text{H}$  pela proximidade da área de recarga ao litoral.

As Figuras 45 e 46 indicam que a P1A tem maior altitude de recarga e as amostras que se aproximam de recarga a baixas altitudes ou local (F3A, P7A, P8A e P15A) também podendo indicar mistura com água do mar. As restantes indicam recarga a variadas altitudes ou misturas de águas a várias altitudes.

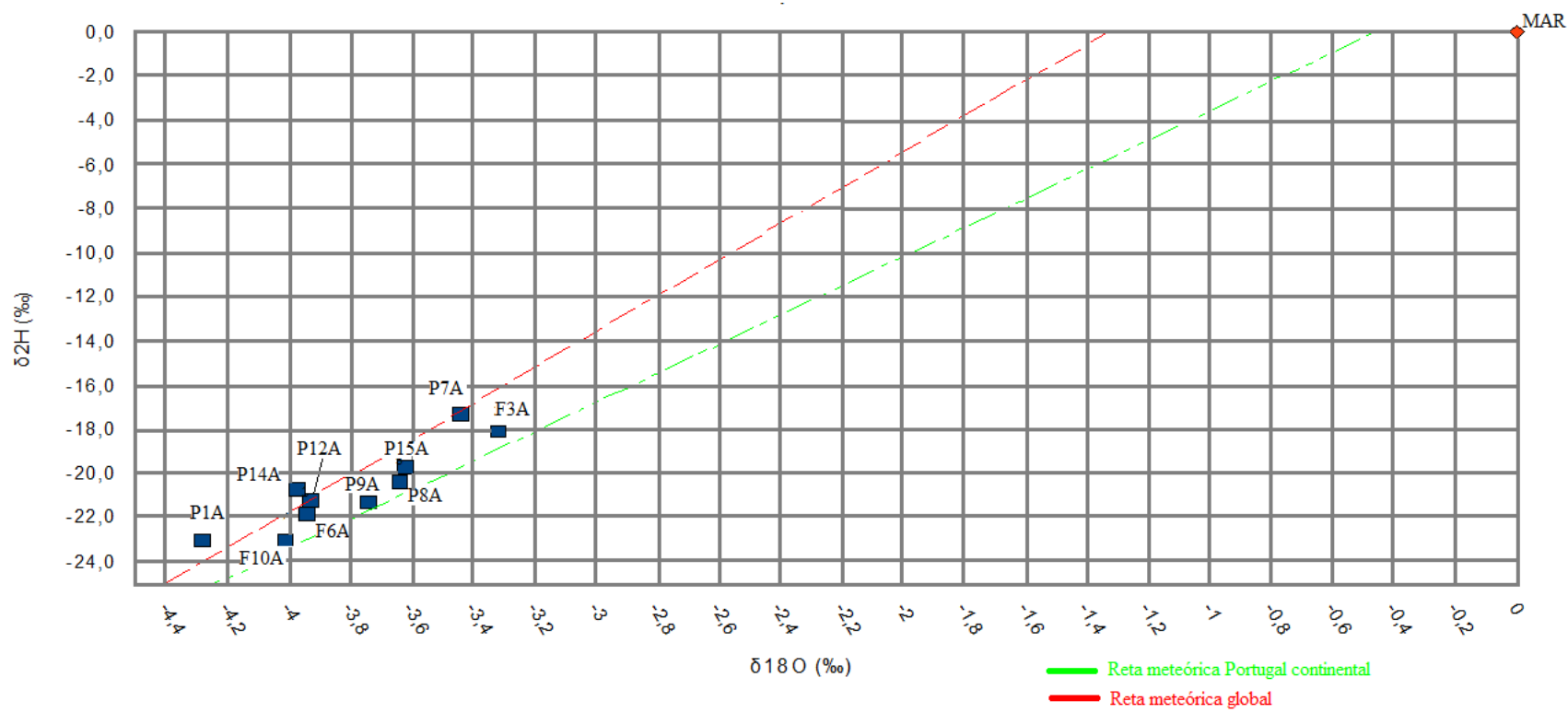


Figura 44 - Diagrama de dispersão dos teores de  $\delta^{18}\text{O}$  e de  $\delta^2\text{H}$ . A vermelho a reta meteórica global e a verde a reta meteórica para Portugal continental.

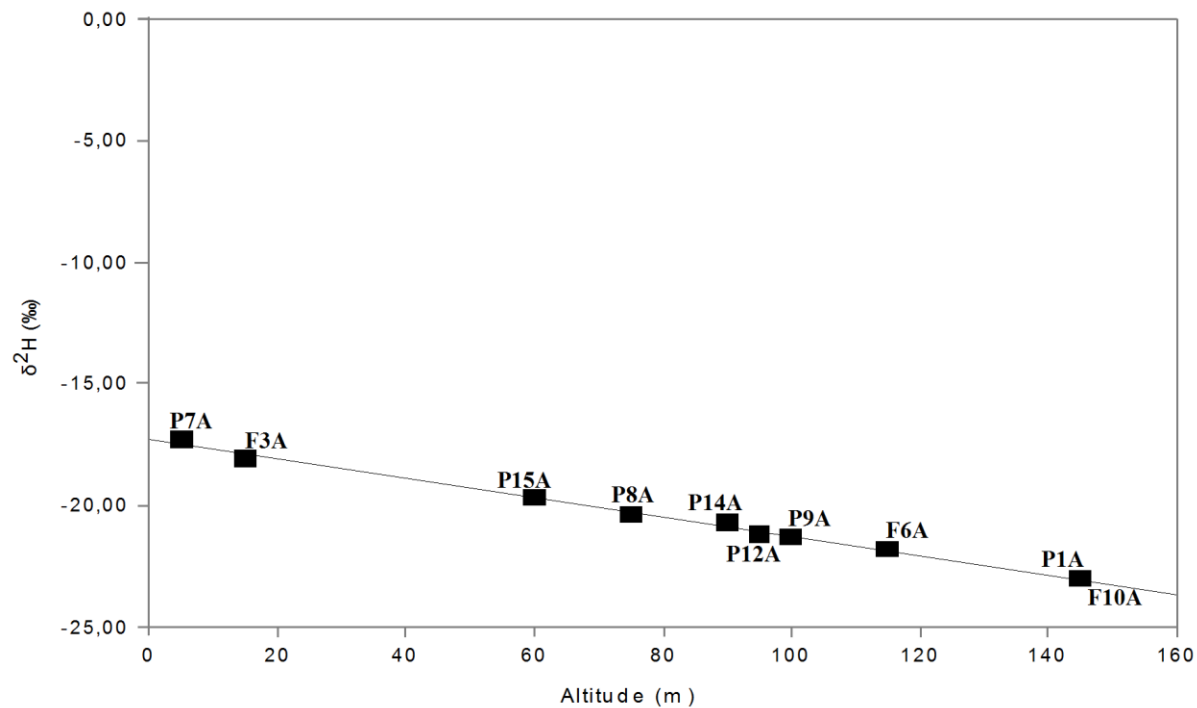


Figura 45 – Variação dos valores de  $\delta^2\text{H}$  em função da possível altitude de recarga.

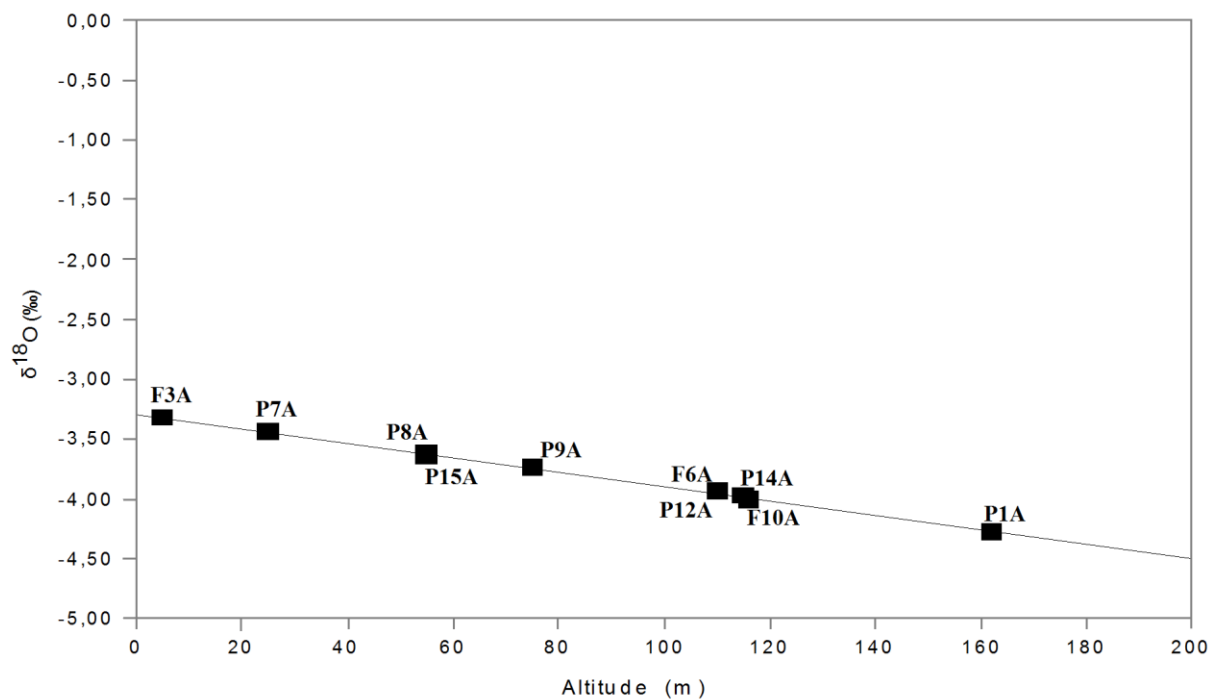


Figura 46 – Variação dos valores de  $\delta^{18}\text{O}$  em função da possível altitude de recarga.



## 7. Hidrodinâmica

Os parâmetros hidrodinâmicos de um aquífero ajudam na previsão do seu comportamento às solicitações externas, tais como extrações, recargas e, neste caso particular, avanço da cunha salina.

As características hidrodinâmicas do aquífero em estudo foram obtidas através da consulta bibliográfica, interpretação de ensaios de bombeamento em relatórios de sondagem existentes no Arquivo da ARH Tejo e ensaios em condições estáticas em poços junto ao litoral.

Simões *et al.*, (2011) referem que o aquífero livre, desenvolvido nas areias da planície da Costa da Caparica apresenta valores de permeabilidade (condutividade hidráulica) que variam de 3,40 a 41,47 m/dia, com média de 23,59 m/dia.

Condença (2004) num caso de estudo na Península de Tróia, em formações com as mesmas características, registou permeabilidades (condutividade hidráulica) que variam entre 11 e 26 m/dia com valor médio de 18 m/dia. Tendo em conta a espessura saturada dos aquíferos, este autor obteve valores de transmissividade entre 650 e 1500 m<sup>2</sup>/dia, com um valor médio de 1000 m<sup>2</sup>/dia.

As transmissividade calculadas através dos ensaios de caudal obtidos nas ARH Tejo de captações presentes na área em estudo foram de 6,25 e de 32,94 m<sup>2</sup>/dia. Estas captações estão a captar a formação das argilas e margas do Miocénico, estes valores mostram a baixa permeabilidade desta formação.

Nos aquíferos costeiros, as flutuações de maré podem ser fenómenos de grande importância hidrogeológica. A interação dos aquíferos com corpos hídricos superficiais sujeitos a oscilação de marés gera variações nos níveis de água nos aquíferos, além de alterações de ordem química na composição das águas subterrâneas. Estas oscilações possibilitam igualmente a caracterização hidrodinâmica dos aquíferos, principalmente o cálculo da difusividade hidráulica. O presente capítulo procura caracterizar esta influência no aquífero costeiro da Costa da Caparica.

Na maior parte das áreas costeiras, a água subterrânea proveniente do continente e a água do mar apresentam um equilíbrio característico que de entre outros efeitos, provoca oscilações no nível freático dos sistemas aquíferos em função das variações no nível do mar e a formação de cunhas salinas ao longo da interface água doce/água salgada. As variações do nível do mar, que se repercutem nos aquíferos costeiros, dão-se devido às marés oceânicas ou a marés astronómicas, causadas pelo efeito das forças gravitacionais que o sol e a lua exercem sobre a terra. Existem alguns outros tipos de causas de oscilações dos níveis de água subterrânea e da interface entre águas doces e salgadas, entre estas as marés meteorológicas, originadas por variações na pressão atmosférica, devido à aproximação de sistemas frontais. Estas têm carácter totalmente aleatório, dificultando o estudo da sua influência na interação hidrodinâmica entre águas subterrâneas e a água do mar. Variações de temperatura, recarga do aquífero e outros fatores também podem

provocar oscilações do nível de água e prejudicar a interpretação do fenómeno (Custódio e Llamas, 1983). Deve-se a Boussinesq (1877, *in* Silva, 1984) o primeiro estudo sobre a propagação de ondas piezométricas sinusoidais em resposta ao estímulo proporcionado por uma variação harmónica do nível do mar, embora este autor não tenha proposto qualquer aplicação prática.

O alcance da zona de influência marinha nos aquíferos está condicionado por alguns fatores como a condutividade hidráulica destes e a amplitude local das oscilações das marés. Desta forma, o comportamento da cunha salina e a dimensão da área afetada mostram grande variação entre diferentes locais, sendo necessária a realização de estudos específicos para cada local.

Para o estudo das variações do nível freático com a maré foram escolhidas três captações para a medição contínua do nível hidrostático, através da colocação de transdutores de pressão – F3A, P12A, P17A. Estando submersos, os transdutores medem a pressão atmosférica mais a pressão da coluna de água acima deles. Quando o nível freático varia a pressão registada pelos transdutores também varia, funcionando estes como medidores automáticos do nível de água.

Os transdutores foram colocados no dia 25 de novembro de 2011 (F3A pelas 10:35 horas; P12A pelas 11:30 horas; e P17A 11:50 horas) e foram retirados no dia 12 de dezembro de 2011 (F3A às 9:40 horas; P12A às 10:00 horas; e P17A às 10:10 horas), tendo registado medições com intervalos de 10 minutos.

## **7.1. Resultados**

As variações do nível piezométrico nas captações analisadas estão representadas nas Figuras 47, 48 e 49.

A escolha das captações P12A e P17A teve como objetivo a determinação das oscilações do nível freático com as variações das marés, porque nestas duas captações não estava prevista a extração de água, contudo na captação P12A tenha existido indícios de extração de água no dia 10 de dezembro ou alteração da posição do transdutor por terceiros.

Os registos obtidos com o transdutor instalado na captação F3A mostram que ocorreram vários episódios de extração de água ao longo do período analisado. Tendo em consideração que não são observadas variações com a altura da maré e que, conhecendo os valores dos caudais extraídos, os rebaixamentos por eles provocados e a respetiva recuperação podem traduzir características hidráulicas do aquífero, os resultados obtidos com este ensaio foram utilizados para esse efeito.

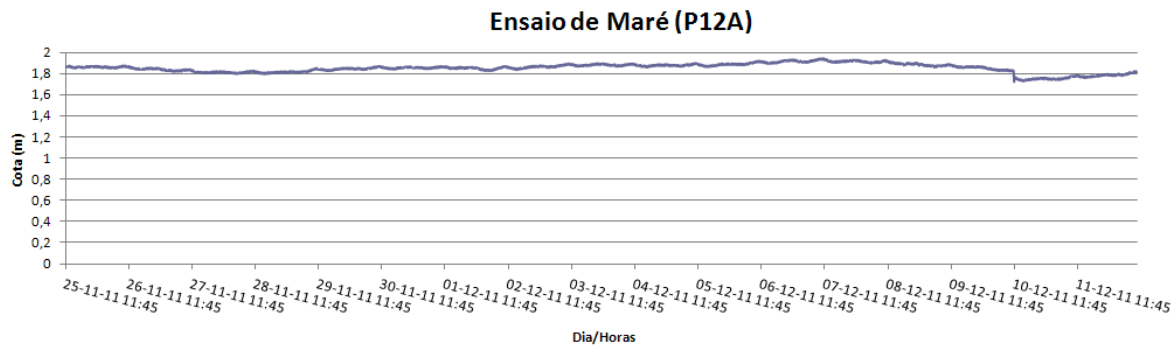


Figura 47 – Curva de oscilação do nível piezométrico do P12A, desde das 11:40 horas do dia 25/11/2011 às 10 horas do dia 12/12/2011.

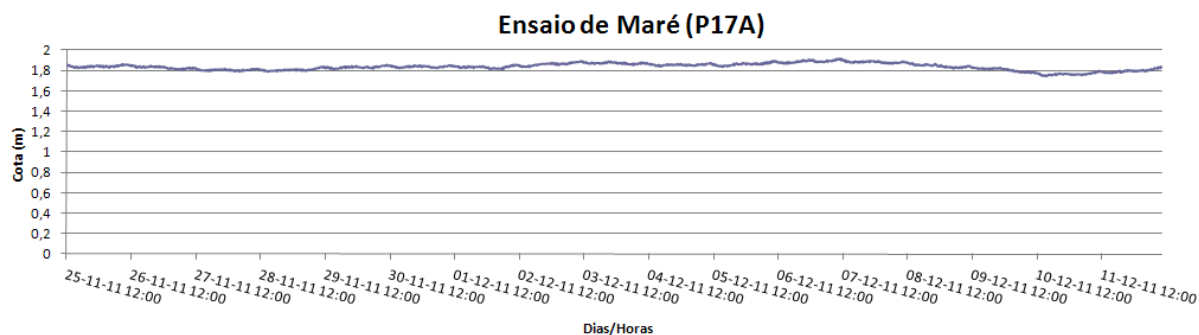


Figura 48 – Curva de oscilação do nível piezométrico do P17A, das 12 horas do dia 25/11/2011 às 10:10 horas do dia 12/12/2011.

Os resultados registados mostram a resposta do aquífero à extração de água e a sua recuperação (Figura 49).

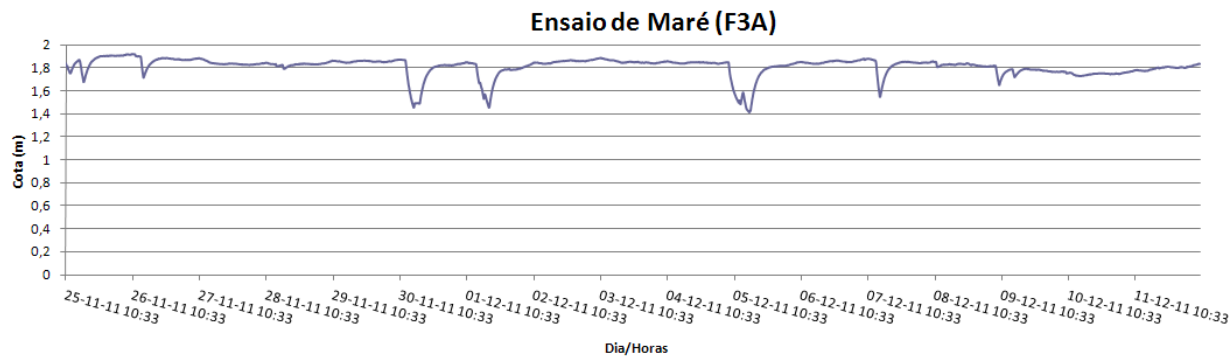


Figura 49 – Curva de oscilação do nível piezométrico do F3A.

A transmissividade obtida para o aquífero livre desenvolvido na formação arenosa da planície da Costa da Caparica, através da variação do nível piezométrico na captação F3A, foi determinada pelo método de Theis de Recuperação:

$$T = \frac{2,3 \times Q}{4 \times \pi \times \Delta s_{\log}}$$

T – transmissividade;

Q – caudal de extração;

$\Delta s_{\log}$  – variação do rebaixamento para um ciclo log.

Através deste método foi obtida uma transmissividade de 704,31 m<sup>2</sup>/dia.

## 7.2. Discussão

As análises desenvolvidas neste estudo mostram que as oscilações de maré não devem ser levadas em consideração para as captações analisadas. As curvas de oscilação do nível de água obtidas para as captações P12A e P17A (Figuras 47 e 48) ilustram a afirmação anterior. Ambas mostram que não há influência significativa da oscilação da maré no comportamento do nível de água subterrânea.

Ambas as captações mostram subida do NHE no período entre os dias 2-12-2011 e 8-12-2011, refletindo um período de recarga do aquífero devido a alguma precipitação ocorrida.

A transmissividade de 704,34 m<sup>2</sup>/dia obtida na captação F3A, está entre os valores obtidos por Condença (2004), em formações com as mesmas características.

## 8. Intrusão salina

O estudo das relações água doce/água salgada é complexo, pois às dificuldades habituais de estudo do movimento de água subterrânea somam-se a existência de água de densidade diferente e miscível, registando-se apenas pequenas variações de viscosidade e às vezes de temperatura.

Em 1889, Ghyben estabeleceu a primeira forma quantitativa do estudo da relação água doce/água salgada, depois de 1955 foram elaboradas teorias que tomam em conta o movimento da água doce e da água salgada, assim como da existência de uma zona de mistura ou dispersão entre elas que permitam seguir o movimento dessa interface em diversas condições de recarga, bombeamento e variação do nível do mar.

Chama-se intrusão salina de água salgada ou marinha, ao movimento permanente ou temporário de água salgada do mar para o continente, deteriorando a qualidade da água doce.

Geralmente numa formação que contém dois fluidos não miscíveis em contacto, a interface tem uma orientação e profundidade que se relaciona com a velocidade e a direção do movimento, com o potencial hidráulico e com a densidade de cada um dos fluidos.

Se esses dois líquidos são miscíveis, tais como a água doce e a água salgada, não existe uma interface brusca, portanto passa-se de um líquido para o outro através de uma zona de mistura. A espessura dessa zona de mistura, chamada também de zona de difusão ou de transição, depende da difusividade e da dispersividade do meio e das características do movimento.

Neste capítulo pretende-se analisar o comportamento do processo de equilíbrio entre a água doce e a água salgada e realizar um estudo qualitativo em algumas águas amostradas em diversos poços e furos, de forma a auxiliar a definição da zona de transição entre essas águas. Este estudo pretende igualmente prever a evolução deste equilíbrio com as alterações climáticas, principalmente a subida do nível médio do mar.

Para alcançar este objetivo é necessário: estudar os mecanismos de exploração de aquíferos e a sua relação com a intrusão salina; identificar o grau de salinização na interface entre água doce e água salina; analisar as técnicas de perfuração de poços e furos, utilizados para a captação de águas subterrâneas; recolher informações a respeito dos poços e furos do local em estudo e identificar as causas da intrusão salina nas captações de água subterrânea em questão.

Neste âmbito, vão-se utilizar três metodologias diferentes no estudo da interface água doce/água salgada:

- Prospeção geofísica – o estudo da variação das resistividades elétricas em função da profundidade podem indicar zonas de transição entre água doce e água salgada;
- Modelação analítica – uso de fórmulas empíricas para estimar pontualmente a posição da interface água doce/água salgada;

- Modelação matemática – utilização de um modelo matemático (FEFLOW) que simule com o melhor rigor possível a relação entre a água doce e a água salgada.

### 8.1. Prospeção geofísica

Os métodos utilizados em prospeção geofísica são métodos de observação indireta que se baseiam na identificação e mapeamento de contrastes de propriedades físicas. Alguns métodos de prospeção geofísica podem contribuir para o estudo de plumas de contaminação. A vantagem de utilização destes métodos consiste em permitir identificar e delimitar zonas anômalas, particularmente no que diz respeito à sua extensão, profundidade e intensidade, de uma forma rápida e económica. Conforme o método utilizado, determinadas propriedades físicas do meio investigado podem ser identificadas e/ou os seus contrastes, de acordo com as respostas produzidas.

#### *Transient Electromagnetic Method (TEM)*

Os métodos eletromagnéticos foram desenvolvidos para a deteção de corpos de minério. Nas últimas duas décadas estes métodos têm sido utilizados em estudos ambientais, nomeadamente na contaminação das águas subterrâneas. Reynolds (1997) refere que os métodos eletromagnéticos têm-se demonstrado importantes ferramentas de investigação hidrogeológica desde a década de 70.

Este método, TEM, permite detetar as zonas com maior probabilidade de conter água, bem como acompanhar o movimento da interface água doce/água salgada, caso esta interface seja intersetada.

O método é sensível a mudanças na resistividade elétrica do subsolo. A resistividade elétrica de uma substância é a medida da dificuldade com que uma corrente elétrica flui através dela, ou seja, a sua resistência à passagem de uma corrente. A maioria dos solos e rochas é isolante elétrico e tem alta resistividade (Mcneil, 1990). A caracterização em profundidade dos limites geológicos é possível desde que as litologias presentes exibam forte contraste em termos de resistividade elétrica, os quais podem estar relacionados com o tipo de rocha, porosidade, tamanho do grão, dimensão e espaçamento de fraturas e teor de argila. A presença de substâncias metálicas, matéria orgânica e água podem ocasionar uma diminuição nos valores dessa propriedade (Telford *et al.*, 1990).

O TEM mede a resposta eletromagnética, ou resistividade do subsolo a variações rápidas de um campo magnético primário, produzidas por impulsos de corrente elétrica induzidos por um transmissor no solo.

No que se refere às fontes de erro teóricas nos levantamentos com uso do TEM são principalmente devidas a três fontes principais (Nabighian e Mcnae, 1991).

Os TEM apresentam como desvantagens o fato de serem suscetível a ruído eletromagnético provocado, entre outros, por cabos de alta tensão e linhas elétricas, tubos e cabos enterrados, materiais metálicos, vedações e veículos em movimento, o que provoca leituras instáveis ou mesmo impossibilidade de as realizar. Na prática é muito difícil e mesmo desaconselhado,

utilizar este equipamento em ambientes urbanos, junto a fábricas, junto a estradas movimentadas e junto a caminhos-de-ferro.

### **Aquisição de dados**

A aquisição de dados foi realizada por uma equipa mista de elementos do GeoFCUL e do Departamento de Engenharia Geográfica, Geofísica e Energia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa (DEGGE-FCUL).

Os levantamentos de campo nesta pesquisa consistiram, em primeiro lugar, num teste para aferição dos diversos parâmetros pertinentes ao levantamento e às condições geoeletricas locais, como frequências, tamanho do *loop* e presença de ruídos.

Os testes realizados quanto ao tamanho do lado das bobinas transmissoras (*loops*) de secção quadrática foram testados nas seguintes configurações: 12 x 12m e 6 x 6m. A técnica de medição usada foi a de sondagens eletromagnéticas verticais com o recetor sempre num canto da espira da bobina transmissora, ou arranjo *in loop*.

A aquisição final dos dados, no levantamento definitivo, onde todos os parâmetros foram previamente aferidos, consistiu na utilização de bobinas com 6 metros de lado.

Nos trabalhos de campo, para cada perfil, foi montado um *loop*, que consistia numa bobine transmissora simples, disposta sobre a superfície do solo em forma de quadrado e de um recetor localizado num canto do *loop* (Figura 50).

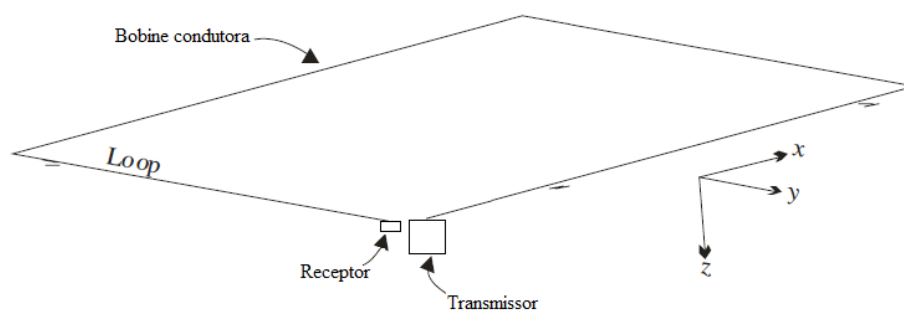


Figura 50 - Configuração esquemática do arranjo do *loop* utilizado nos trabalhos de campo, quadrado de 6 x 6m.

Em todos os *loops* tentou-se evitar ao máximo a presença de ruído e a realização a distâncias inferiores a 100 m de estradas, postes de eletricidade, cercas, vedações e de outros elementos que interferissem com a qualidade dos dados obtidos. Apesar dos cuidados tidos na escolha dos locais para instalação dos *loops*, em alguns foi detetado “ruído”.

As profundidades atingidas com este método foram de 25 a 30 metros.



### Tratamento de dados

O tratamento dos dados adquiridos nos trabalhos de campo foi realizado por Joana Ribeiro do DEGGE-FCUL. Foi utilizado um *software* vocacionado de tratamento dos dados adquiridos no campo para a interpolação dos perfis geofísicos.

#### **8.1.1 Resultados**

Na área em estudo foram realizados apenas cinco perfis de geofísica, todos a Sul da Costa da Caparica, devido à grande quantidade de interferências junto à zona habitacional, aos parques de estacionamento, linhas elétricas de alta tensão, linha de comboio das praias. Apesar de todos os constrangimentos, dos cinco perfis realizados apenas foram utilizados os resultados de quatro (B, C, D e E), os quais estão localizados na Figura 51. Os perfis foram realizados perpendiculares à linha de costa com a primeira sondagem geofísica a cerca de 100 m do mar.

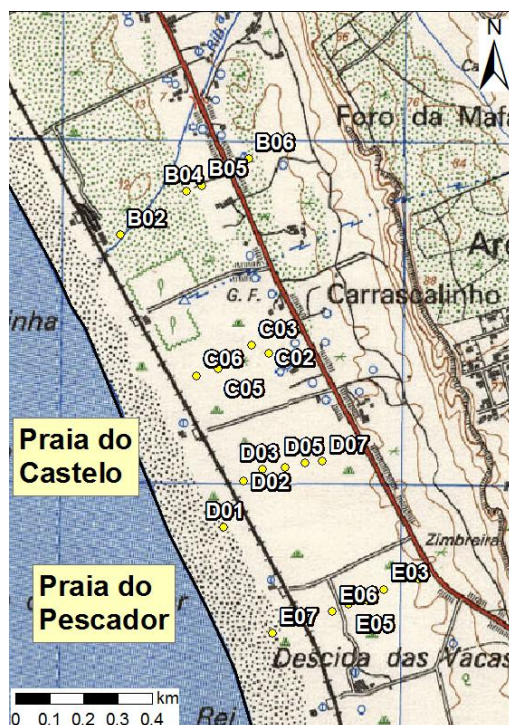


Figura 51 - Localização dos perfis geofísicos considerados na interpretação.

No perfil B foram realizadas oito sondagens, das quais só foi possível utilizar quatro, devido a leituras instáveis nas restantes. No perfil C realizaram-se seis sondagens, tendo sido consideradas cinco. No perfil D todas as sondagens (sete) realizadas foram utilizadas para a interpretação do perfil. No que respeita ao perfil E, das sete sondagens realizadas, foram utilizadas seis.

As Figuras 52, 53, 54 e 55 mostram os quatro perfis geofísicos obtidos. Com base no contraste de resistividades eletromagnéticas, foram definidas sete zonas (Z1, Z2, Z3, Z4, Z5, Z6 e Z7).

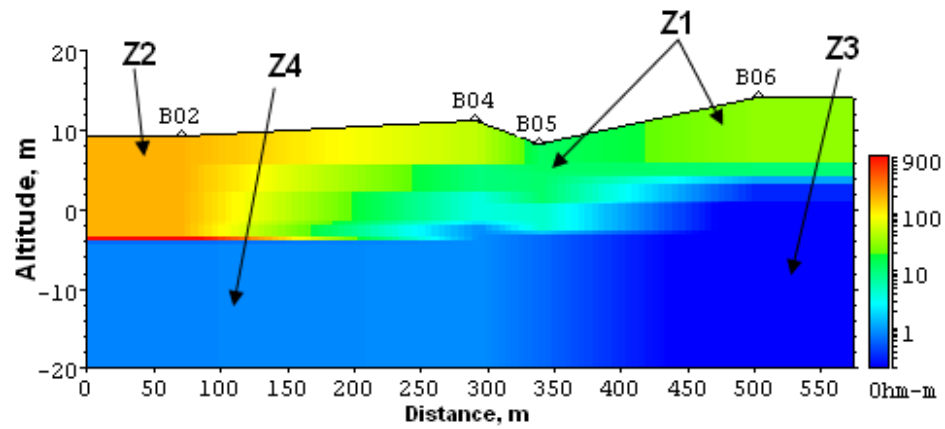


Figura 52 - Perfil geofísico B.

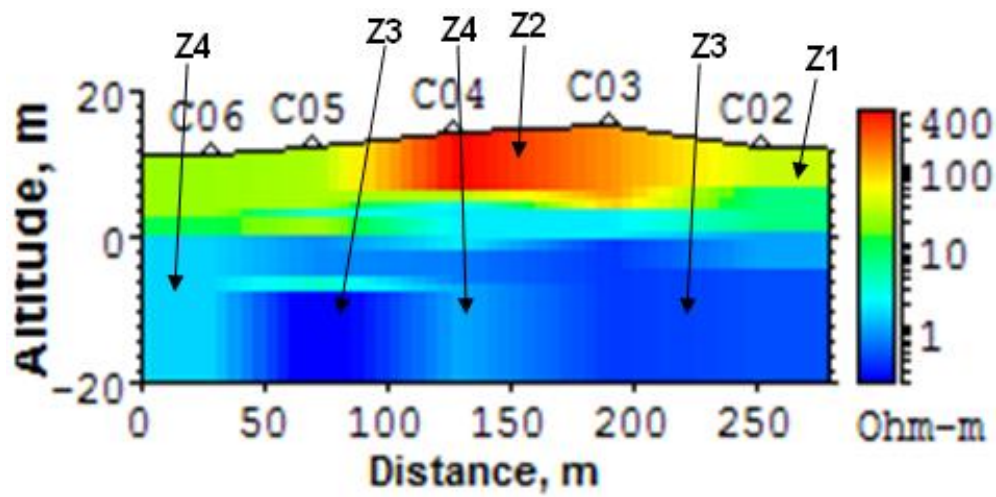


Figura 53 - Perfil geofísico C.

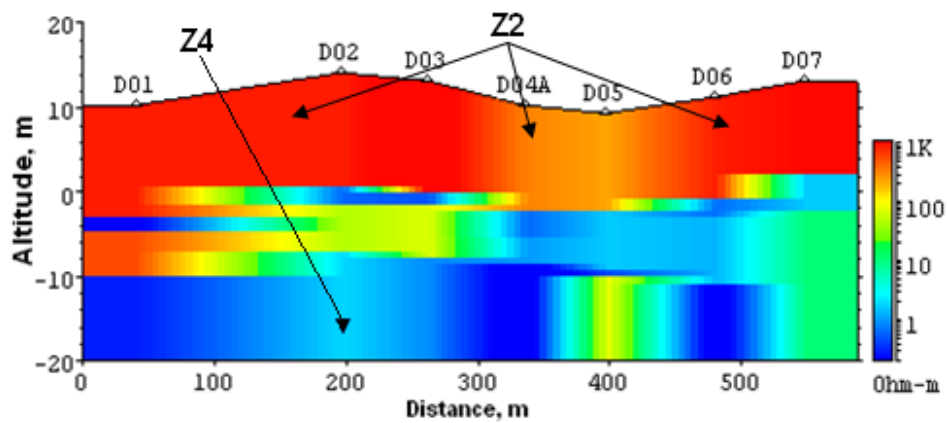


Figura 54 – Perfil geofísico D.

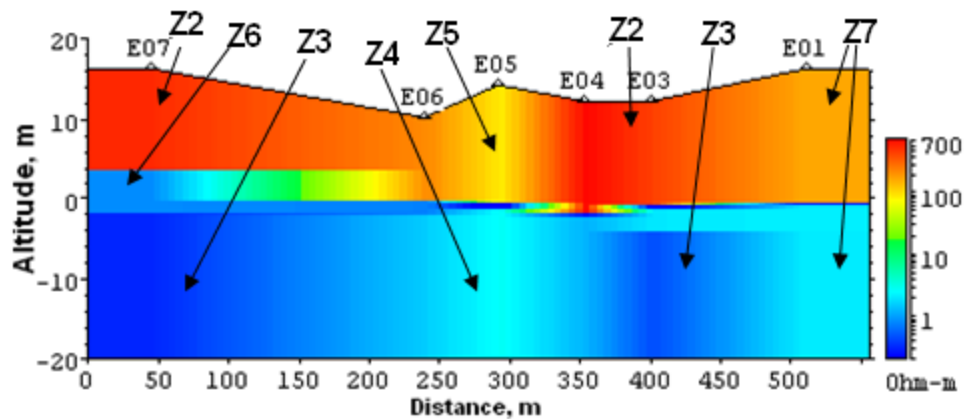


Figura 55 - Perfil geofísico E.

Cada zona tem as seguintes características:

- Zona Z1 – resistividades entre 20 e 50 ohm.m, representada a tons de verde;
- Zona Z2 – resistividades de 200 a 1000 ohm.m, representada a tons amarelo-torrado e vermelho;
- Zona Z3 – resistividades entre 0,1 e 0,5 ohm.m, representada a tons de azul-escuro;
- Zona Z4 – resistividades de 0,5 a 4 ohm.m, representada tons de azul mais claro;
- Zona Z5 – resistividades de 100 a 300 ohm.m, representada por tons de amarelo e amarelo-torrado;
- Zona Z6 – resistividades entre 0,5 e 1,0 ohm.m, representada em tons de azul;
- Zona Z7 – resistividades entre 3 a 4 ohm.m e de 200 a 300 ohm.m, representada a tons de azul claro e de laranja, respetivamente.

### 8.1.3. Discussão

Com os dados obtidos nos perfis geofísicos tentou-se fazer uma correlação entre as diferenças nas resistividades eletromagnéticas e as formações geológicas do subsolo, com base em *logs* de sondagens para captação de água subterrânea.

A interpretação de *logs* geológicos da área em estudo indica a presença de uma formação de areias com espessura de 20 metros de espessura, seguida por formações carbonatadas do Miocénico. Nos perfis geofísicos não se verificam os contrastes de resistividades esperados entre as duas formações.

Telford *et al.*, (1990) indicam como valores de resistividades para a água subterrânea de 0,5 – 300 ohm.m e de 0,2 ohm.m para a água do mar.

Nos perfis geofísicos as zonas Z1, com valores de resistividade entre 20 e 50 ohm.m, podem associar-se a zonas com água muito mineralizada, já que os valores de resistividade são muito baixos para a água doce. Tal pode ser explicado pela presença de águas contaminadas por nitratos e sulfatos como foi observado nas análises químicas realizadas.

As zonas Z2 com elevadas resistividades (200 a 1000 ohm.m) podem estar associadas a acumulações de areias secas que poderão corresponder às areias de duna e de praia. Estas areias têm espessuras entre 12 e 18 m, o que corresponde à informação obtida através da análise dos *logs* geológicos dos arquivos da ARH Tejo.

No que respeita às zonas Z3, com resistividades de 0,1 a 0,5 ohm.m, características de argilas (Telford *et al.*, 1990), pode estar associada às argilas e margas do Miocénico. Esta interpretação coincide mais uma vez com a informação obtida na análise dos *logs* geológicos.

As zonas Z4 representam valores mais elevados de resistividades que poderão estar associados à ocorrência de água pouco mineralizada no interior das formações de argilas e margas, tende em consideração a localização e geometria destas zonas que mostra circulação vertical de águas subterrâneas, podem indicar ascensão de água através de zonas de fratura e representar descarga de um aquífero confinado/semi-confinado, cujo nível piezométrico estará a uma cota superior à base das areias. Esta ascensão é justificada devido à presença na vertical de tons azul claro (Z4) no meio dos tons azul-escuro (Z3), que muda de posição de perfil para perfil, definindo um alinhamento com direção NW-SE (Figura 56), paralelo à arribada Fóssil da Costa da Caparica. No Perfil B verifica-se que poderá existir alguma ascensão de água doce através de fraturas, mas de forma menos intensa que nos restantes perfis. No Perfil C parece existir duas zonas de ascensão de água doce, sendo a ascensão na zona da sondagem C06 mais intensa.

A zona Z5 ocorre unicamente no perfil E, as resistividades entre 100 e 300 ohm.m, poderão indicar que as areias recebem água pouco mineralizada. Estando esta zona no enfiamento vertical de uma zona Z4, é provável que água resultante de ascensão através da zona de fratura representada em Z4.

A zona Z6 ocorre somente no perfil E (zona da praia do Pescador), parecendo representar intrusão salina. Esta intrusão ocorre na base das areias e topo da formação de argilas e margas (formação de baixa permeabilidade).

A zona Z7 apresenta resistividades entre 3 a 4 ohm.m e de 200 a 300 ohm.m, ocorre só no perfil E e pode estar associada à recarga através de fluxo da arribada fóssil, tendo em consideração que perto da zona deste perfil o Miocénico deixa de ser visível na arribada.

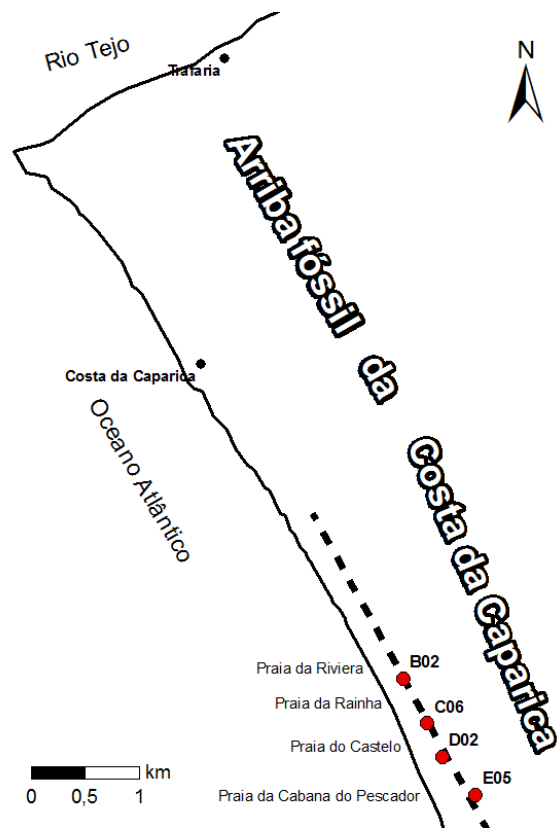


Figura 56 - Alinhamento das sondagens geofísicas que indicam zonas de maior resistividade no interior de zonas de maiores resistividades, podendo relacionar-se com ascensão de águas subterrâneas através de fraturas. A vermelho estão representadas as sondagens geofísicas que detetam ascensão da água e a tracejado o alinhamento definido por essas sondagens.

## 8.2. Modelação

Os modelos são uma representação simplificada do mundo real. Os fenómenos são muitas vezes complexos, o que exige a sua simplificação para se iniciar o processo de modelação. Os modelos devem ser vistos como ferramentas de compreensão dos fenómenos e de decisão sobre alterações dos sistemas que se analisam.

A necessidade da aplicação de modelos em estudos, projetos e auxílio à gestão de recursos hídricos é inquestionável, face à complexidade do ambiente de corpos de água naturais, especialmente em lagos, reservatórios, estuários e zona costeira adjacente das bacias hidrográficas. Modelos são ferramentas integradoras, sem as quais dificilmente se consegue uma visão dinâmica de processos nestes complexos sistemas ambientais.

A gestão de corpos de água naturais requer dados ambientais, os quais, devido ao alto custo para seu levantamento, geralmente são escassos. Através de modelos calibrados, bem capazes de reproduzir valores nos pontos onde se fez medições, podem-se interpolar e extrapolar espacial e temporalmente as informações obtidas nos poucos pontos onde os dados foram medidos para toda a área de interesse, o que permite uma melhor interpretação das medições isoladas, como por exemplo, fornecendo uma noção do trajeto das plumas de contaminantes (Rosman, 2001).

Além disso, a aplicação de modelos numéricos para a estimativa de padrões de circulação e transporte fluído em corpos de água costeiros é de importância fundamental, tanto no que se refere à sua poderosa contribuição na avaliação de impactos ambientais como na identificação e definição das estratégias para a aplicação e gestão de programas de monitorização ambiental (Rosman, 2001).

A modelação analítica fornece valores exatos do problema, através de métodos analíticos, onde se assumem variadas condições de simplificação. A simplificação pressupõe um meio isotrópico, homogêneo, com geometrias simples do aquífero (retângulos ou quadrados, por exemplo). Este tipo de modelação baseia-se em funções analíticas obtidas previamente em trabalhos de pesquisa de maneira a satisfazerem equações diferenciais de águas subterrâneas sob diferentes condições de contornos.

A modelação numérica fornece valores aproximados do problema. Contudo, possui a vantagem de permitir a representação de meios heterogêneos, anisótrópicos e aquíferos com geometrias complexas. Este tipo de modelação requer o conhecimento prévio dos parâmetros hidrogeológicos que caracterizam fisicamente os aquíferos, das recargas e/ou extrações que os solicitam e, ainda, das condições iniciais de fronteira. A heterogeneidade do meio natural recomenda uma interpretação probabilística do comportamento espacial dos parâmetros hidrogeológicos. A modelação numérica é uma ferramenta importante para fornecer informações a respeito do sistema em função de diversos cenários possíveis.

### 8.2.1. Modelação analítica

A modelação analítica tem como objetivo determinar a posição da interface água doce/água salgada por intermédio de expressões analíticas. Foi utilizado o princípio de Ghyben – Herzberg para determinar a profundidade da interface água doce/água salgada, mesmo tendo consciência das limitações deste princípio que foram referidas no Capítulo 2.

Na Tabela 11 encontram-se discriminadas as profundidades da interface água doce/água salgada obtidas através da aplicação do princípio de Ghyben – Herzberg para as captações onde foi possível determinar o nível freático e as respectivas distâncias ao mar.

Tabela 11 - Profundidade da interface água doce/água salgada, obtida através da aplicação de princípio de Ghyben – Herzberg.

Referência	Profundidade da interface (m)	Distância ao mar (m)
P1A	102,4	315
F3A	63,2	730
P4A	80,4	1025
P7A	136	680
P8A	96,4	1045
P9A	95,6	530
P12A	88,8	540
P14A	88	630
P15A	100	755
P16A	32	520
P17A	68,4	480
P18A	77,2	655
P19A	63,2	525

As cotas das captações onde foram colocados os transdutores (F3A, P12A e P17A) foram determinadas com um GPS de precisão, mas as das restantes captações foram determinadas a partir das suas localizações da Carta Topográfica à escala 1:25.000. Por este motivo, a profundidade da interface para as captações F3A, P12A e P17A apresenta maior rigor, tendo em consideração que um erro de um metro na cota da captação indica um erro de 40 m na profundidade da interface calculada com este princípio.

Pelas profundidades obtidas para a interface água doce/água salgada através do princípio de Ghyben – Herzberg, constata-se que este princípio não possa ser aplicado a este aquífero por ter apenas 20 metros de espessura e estar sobreposto a uma formação impermeável ou pouco permeável.

### 8.2.2. Modelação matemática

A simulação matemática de aquíferos apresentava grandes dificuldades de cálculo antes da chegada de computadores com capacidade de processamento e de armazenamento, o que impedia seu pleno desenvolvimento. As decisões apoiavam-se, então, em métodos gráficos ou em modelos físicos ou analógicos.

A partir da década de 1960, o cenário dos computadores tem vindo a modificar-se de forma acelerada, possibilitando a enorme evolução das técnicas matemáticas descritivas (simulação) e normativas ou prescritivas (otimização).

Os modelos de simulação fornecem a resposta de um sistema a um conjunto de informações de entrada, que incluem regras de decisão, permitindo ao decisor examinar as consequências de diversos cenários de um sistema existente ou de um sistema em projeto (Lanna 1997).

A modelação matemática consiste na tradução para a linguagem matemática do modelo conceptual do fenómeno de interesse. Quanto melhor e mais completo o modelo conceptual, mais complexo é o modelo matemático e consequentemente maior é a dificuldade para se obter uma solução geral.

O modelo matemático FEFLOW é uma sofisticada ferramenta computacional de simulação do fluxo de calor e massa no solo, em duas e três dimensões, em condições saturadas e não-saturadas, utilizando o método numérico dos elementos finitos para a resolução das equações diferenciais parciais que descrevem esses fenómenos (Diersch, 2002). O FEFLOW é desenvolvido pelo *WASY Institute for Water Resources Planning and Systems Research*, Berlim, Alemanha. A informação detalhada deste *software* pode ser obtido em “<http://www.feflow.info/manuals.html>”.

O método de elementos finitos é uma ferramenta numérica de resolução de problemas em meios contínuos. Ele consiste em dividir a região de estudo em certo número de elementos que são conectados por um conjunto de nós, geralmente posicionados nos vértices ou nos lados dos elementos. A ideia fundamental do método dos elementos finitos consiste na substituição da solução exata de uma equação diferencial parcial por uma solução aproximada contínua (Cabral e Demetrio, 2000).

Em Portugal foram realizadas pelo menos duas teses, uma de doutoramento (Diamantino, 2009) e outra de mestrado (Condença, 2004), onde foi utilizado o FEFLOW. Trata-se de uma ferramenta eficiente para na modelação de fluxo e transporte de massa em aquíferos, tente em consideração entre muitos outros aspetos:

- A modelação de sistemas subterrâneos que se caracterizam pela existência (ou não) de superfícies livres, como é o caso de aquíferos freáticos, e aquíferos suspensos, implementando uma aproximação que permite a movimentação dos elementos das malhas;



- A solução de problemas nas zonas saturada e vadosa do solo;
- A modelação de fenómenos de transporte variável em função simultânea das densidades e da temperatura;
- O transporte de contaminantes por convecção e por dispersão, no qual as espécies químicas podem estar sujeitas à adsorção, dispersão hidrodinâmica e reações químicas de 1ª ordem.

Para um conhecimento do modelo FEFLOW, deve ser consultado os trabalhos de Condença (2004) e de Diamantino (2009), onde são descritos alguns aspetos gerais necessários à formulação matemática utilizada pelo modelo numérico FEFLOW.

### 8.2.2.1. Aplicação do FEFLOW

#### Definição da área

Na modelação de qualquer situação hidrogeológica a primeira fase consiste em definir os limites da área a modelar. Neste estudo a área modelada corresponde ao perfil geofísico C, incluindo a captação P17A utilizada como ponto de observação (Figura 57). A área tem como limite Este a Arriba Fóssil da Costa da Caparica e limite Oeste o Oceano Atlântico.



Figura 57 – Localização do modelo de fluxo e transporte de massa: a amarelo as sondagens realizadas no perfil geofísico C; a azul a captação de água utilizada como ponto de observação; a linha verde representa o perfil da zona do aquífero modelado.

### **Desenvolvimento da malha do modelo**

Considerando o corte W-E, representado na Figura 58, com 900 m de comprimento, foi gerada de forma automática uma malha de 10000 elementos finitos do tipo triangular.

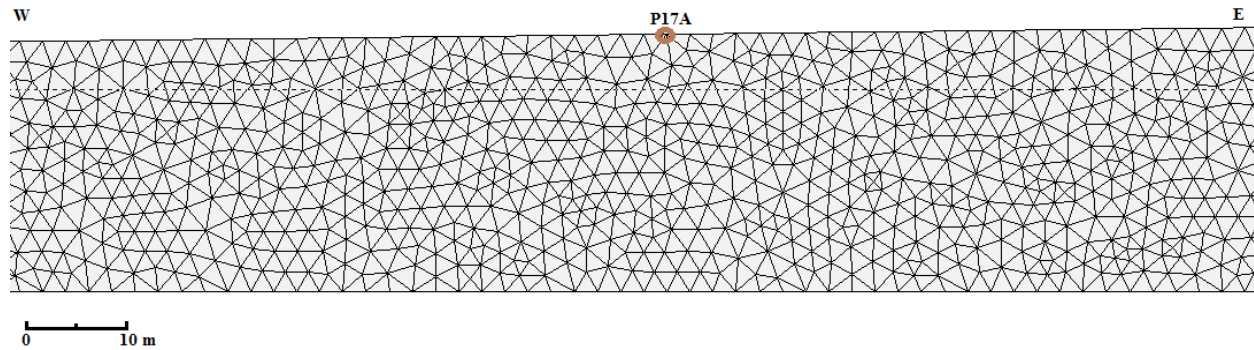


Figura 58 – Pormenor da malha de elementos triangulares na zona da captação P17A.

### **Estabelecimento dos parâmetros de entrada**

#### **a) Definição do tipo de problema**

A simulação foi realizada a 2D, com uma única camada, em meio saturado, com fluxo e transporte de massa transitório numa projeção vertical que se caracteriza por um aquífero desenvolvido em areias, com cerca de 20 m de espessura.

#### **b) Discretização temporal**

Na discretização temporal, foram utilizados intervalos de tempo calculados de forma automática, com integração do tempo de 2ª ordem – *Foward Adams-Bashforth/backward trapezoid*. Foi considerado como erro padrão do modelo o valor de 0,001.

#### **c) Dados para o modelo de fluxo**

As condições iniciais relativas à distribuição espacial dos níveis piezométricos foram fixadas em zero metros, condições consideradas por defeito pelo FEFLOW.

As condições de fronteiras (Figura 59) foram definidas do seguinte modo:

- Condições de nível piezométrico imposto (1ª ordem) – no limite Oeste (mar), os valores de piezometria foram impostos. Estes valores de piezometria foram calculados em função da densidade e da salinidade da água em cada corpo de água superficial, de acordo com a fórmula proposta por Diersch (2002). O valor de salinidade utilizado para estimar a densidade da água do mar foi de 48500 mg/L, o qual permitiu obter um valor de 0,0339 para a relação entre as densidades dos fluidos (água do mar/água subterrânea).

- Condições de fluxo imposto (2ª ordem) – correspondem à recarga do aquífero. No início da modelação considerou-se que: i) a recarga por precipitação corresponderia a 60% do valor médio anual, correspondendo a 385,7 mm/ano; ii) recarga proveniente da Arriba Fóssil da Costa da Caparica no valor de 5 mm/ano.

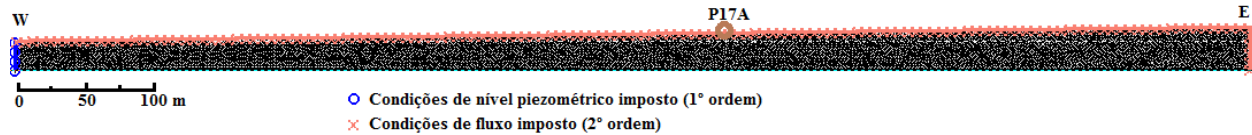


Figura 59 - Condições fronteira para o modelo de fluxo.

Os parâmetros dos materiais considerados para as equações de fluxo foram os seguintes:

- Condutividade hidráulica ( $K_{max}$ ) – 24 m/dia;
- Anisotropia – 1;
- Relação de densidade entre água doce e água salgada ( $\alpha$ ) – 0,0339;
- Compressibilidade ou armazenamento específico – 0,0001.

#### d) Dados para o modelo de transporte

Como condições iniciais para o modelo de transporte foi atribuída uma salinidade de 0 mg/L à água doce.

As condições de fronteira foram definidas tendo em conta a existência de uma zona de água salgada e as duas zonas de recarga (proveniente da precipitação e da arriba). As condições de concentrações impostas (1º ordem), representadas na Figura 60, são descritas de seguida:

- Na fronteira Oeste adotou-se uma salinidade de 48500 mg/L (água do mar), para a recarga com origem na precipitação a salinidade foi de 5 mg/L e para a recarga resultante da arriba a salinidade foi de 60 mg/L.

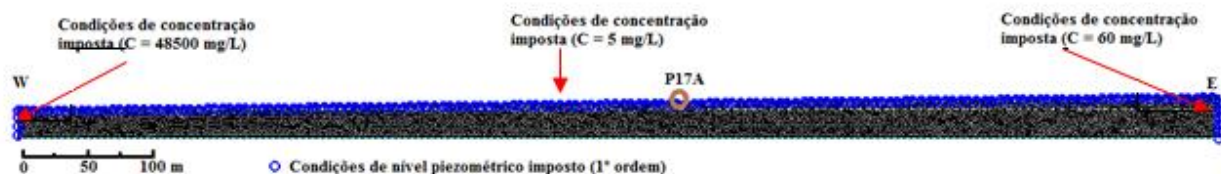


Figura 60 - Condições fronteira para o modelo de transporte.

Por uma questão de simplicidade, para os parâmetros dos materiais das equações de transporte, foram usados os parâmetros padrão do *software*, que são aceitáveis para a situação em estudo. Os valores utilizados foram os seguintes:

- Porosidade – 0,3;
- Difusão molecular –  $1 \cdot 10^{-9} \text{ m}^2/\text{s}$ ;
- Dispersividade longitudinal – 15 m;
- Dispersividade transversal – 1,5 m.

### 8.2.2.2. Resultados

Após a introdução dos parâmetros referidos anteriormente, realizou-se a simulação do modelo. Na Figura 61 observa-se o mapa resultante dos valores de salinidade.

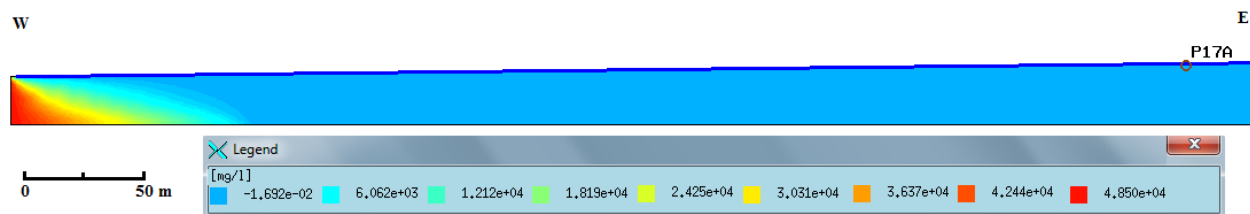


Figura 61 - Mapa da salinidade entre o mar e a captação P17A.

Durante a calibração do modelo, verificou-se que o nível piezométrico calculado no ponto de observação (P17A) não correspondia ao valor medido no terreno. O nível piezométrico calculado pelo modelo foi de 0,82 m e o registado de 1,71 m.

Para calibrar o modelo foram testadas várias hipóteses de recarga do aquífero. Foram acrescentadas duas zonas de ascensão de água subterrânea a 240 m do mar (20 m de extensão) e a 365 m do mar (20 m de extensão), como detetado no perfil geofísico C nas sondagens C06 e C04, para aumentar a recarga. Foi considerada uma recarga de 200 mm/ano proveniente de cada zona de ascensão de água subterrânea. Foi igualmente aumentada a percentagem de recarga do aquífero proveniente da precipitação para 80% (514,24 mm/ano) e a recarga vinda da arriba foi aumentada para 50 mm/ano. Com as modificações dos parâmetros atrás referidos e a introdução de ascensão de água subterrânea o nível piezométrico calculado pelo modelo e o registado no terreno ficaram semelhantes, obtendo-se um novo mapa de salinidade (Figura 62)



Figura 62 - Mapa da salinidade entre o mar e a captação P17A, após calibração do modelo.

Para simular os impactos das alterações climáticas no aquífero foi considerado o cenário mais pessimista referido no capítulo 3, que considera uma redução da precipitação média anual em 42% e subida do nível médio do mar em 1,5 m.

Considerando este cenário realizou-se uma simulação do modelo, na qual se efetuou a subida do nível médio do mar em 1,5 m e a redução da recarga do aquífero em 42% (Figura 63).

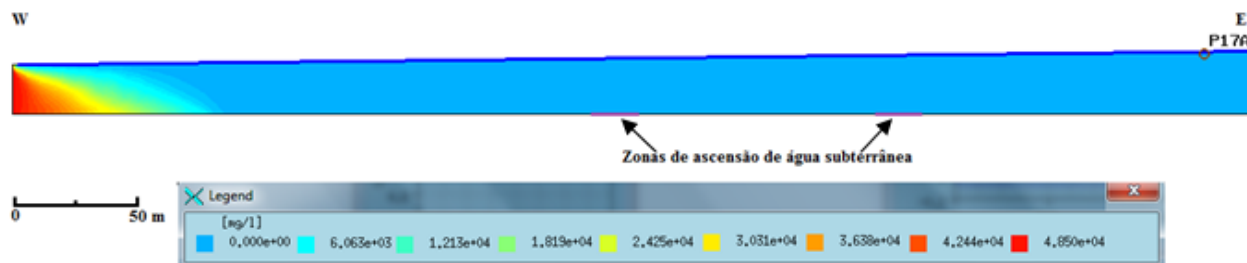


Figura 63 - Mapa da salinidade entre o mar e a captação P17A, após a subida do nível do mar e a diminuição da recarga do aquífero.

### 8.2.2.3. Discussão

O nível piezométrico calculado pelo modelo no ponto de observação (P17A) ficou semelhante ao registado no terreno quando foi considerada como recarga do aquífero 80% da precipitação média anual (514,24 mm/ano), 200 mm/ano proveniente de cada zona de ascensão de água subterrânea e 50 mm/ano da arriba.

Após a calibração do modelo verifica-se que a interface água doce/água salgada, está localizada a cerca de 50 m da linha de costa (Figura 62). Estando as sondagens geofísicas localizadas a mais de 100 m do mar percebe-se a não deteção de intrusão salina. A zona da sondagem geofísica onde foi detetada intrusão salina (E07) poderá corresponder a uma zona do aquífero distinta da modelada.

A simulação dos impactos das alterações climáticas no aquífero indica que a interface água doce/água salgada poderá vir a atingir 70 m a partir da linha de costa (Figura 63), ou seja, mais 20 m para interior do continente do que a posição atual. No ponto de observação (P17A) o nível piezométrico desceu aproximadamente 1,5 m.

Deste modo a simulação mostra que o maior impacto no aquífero costeiro da Costa da Caparica, associado às alterações climáticas previstas, será a diminuição dos níveis piezométricos, em cerca de 1,5 m.

## 9. Conclusões

O estudo da avaliação de impactes das alterações climáticas nos aquíferos costeiros do concelho de Almada foi realizado apenas na planície litoral entre a arriba fóssil da Costa da Caparica e o mar, após inventariação dos pontos de água e seleção de locais de amostragem.

Foram realizados trabalhos de campo, permitiram a inventariação de 18 captações de água subterrânea (13 poços e 5 furos), 16 das quais foram objeto de amostragem e análises físico-químicas e isotópicas ( $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  e  $^2\text{H}/^1\text{H}$ )

As captações estudadas captam águas com fácies hidrogeoquímicas que variam entre bicarbonatada cálcica (7 águas), sulfatada cálcica (5 águas), cloretada cálcica (1 água), sulfatada magnesiânica-sódica (1 água), bicarbonatada magnesiânica (1 água) e cloretada-sulfatada cálcica (1 água).

A captação P1A, localizada na Trafaria, tem a água menos mineralizada. As amostras sulfatadas cálcicas (F3A, F6A, P9A e P15A) e a cloretada-sulfatada cálcica (P8A) são as que têm maior mineralização e distinguem-se das restantes com fácies bicarbonatada. Não se verifica relação entre as amostras e a proximidade ao mar. O grau de mineralização das águas estudadas está dependente da concentração de  $\text{Cl}^-$  e de  $\text{SO}_4^{2-}$  destes dois iões. Os valores obtidos para a condutividade das águas amostradas variam de 6290,0  $\mu\text{S}/\text{cm}$  a 752,0  $\mu\text{S}/\text{cm}$ .

As águas têm concentrações muito semelhantes em catiões, no entanto há uma dispersão muito grande em relação aos aniões, que se traduz por uma evolução química no sentido de enriquecimento em sulfatos e em cloretos.

A atividade agrícola praticada nestes terrenos pode ser a responsável pelo aumento na concentração de sulfatos encontrado nas águas estudadas. Em zonas de intensa agricultura, em que os cultivos são regados por águas de origem subterrânea, o excedente da rega que atinge o aquífero é mais mineralizado com o passar dos anos em virtude da repetida utilização da água, evidenciando-se nestes casos as altas concentrações de cloretos, bicarbonatos e nitratos. A adição de fertilizantes e pesticidas ricos em compostos azotados e sulfatados agrava este fenómeno.

A modelação geoquímica realizada sobre algumas amostras de água indica que a captação F3A é a que tem maior mistura de água do mar, entre 5,48% e 4,67%. Outras águas que poderão ter alguma contribuição de sais marinhos (F6A, P8A, P9A e P15A).

A realização de modelação química permitiu também contabilizar a quantidade de sulfato de origem antrópica, verificando-se que a água da captação F3A apresenta a maior contaminação no valor de 1464,89 mg/L. Estas captações encontram-se situadas em terrenos agrícolas, podendo este excesso de sulfatos com origem antrópica dever-se a fertilizantes utilizados na agricultura.

Os IS calculados mostram que as fases minerais passíveis de precipitar a partir das águas analisadas são a aragonite, calcite e dolomite. As fases minerais com possibilidade de serem



dissolvidas são a anidrite, gesso e halite. Existindo como exceção a água da captação F3A que se encontra em equilíbrio com o gesso, sem tendência para precipitar ou dissolver esta fase sólida.

O estudo da composição isotópica em  $\delta^2\text{H}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  mostra que a maioria das amostras fica cai entre a reta meteórica global e a reta meteórica para Portugal Continental, mostrando origem em água de precipitação. O desvio à reta das águas meteórica de Portugal (em direção à reta mundial) pode ser explicado por um enriquecimento em  $\delta^2\text{H}$  pela proximidade da área de recarga ao litoral. A amostra P1A reflete recarga a maior altitude em oposição às amostras de F3A, P7A, P8A e P15A. As restantes indicam recarga a altitudes variadas ou misturas de águas.

A medição contínua da variação piezométrica em poços permitiu verificar a não existência de influência das marés oceânicas e estimar a transmissividade para o aquífero livre desenvolvido na formação arenosa da planície da Costa da Caparica, de 704,31 m<sup>2</sup>/dia.

Os perfis geofísicos realizados permitiram identificar a presença de um aquífero de água muito contaminada desenvolvido em areias, em alguns locais a recarga deste aquífero através das formações da base da arriba fóssil e zonas de ascensão de água subterrânea, provavelmente associadas a fraturas nas formações subjacentes - argilas e margas do Miocénico. Este fluxo vertical de água subterrânea poderá representar descarga de um aquífero confinado/semi-confinado, cujo nível piezométrico deve ser superior à cota da base das areias, definindo um alinhamento com direção NW-SE paralelo à arriba Fóssil da Costa da Caparica.

Com base nos resultados obtidos definiu-se o modelo conceptual do aquífero desenvolvido nas formações arenosas da planície costeira da Costa da Caparica, o qual foi transposto para um modelo numérico de simulação de fluxo e transporte de massa. Com recurso ao *software* FEFLOW.

O nível piezométrico calculado pelo modelo no ponto de observação (P17A) ficou semelhante ao registado no terreno quando foi considerada como recarga do aquífero 80% da precipitação média anual no valor de 514,24 mm/ano, 200 mm/ano proveniente de cada zona de ascensão de água subterrânea e 50 mm/ano da arriba. Com estas condições a interface água doce/água salgada localiza-se a cerca de 50 m da linha de costa.

Considerando a situação mais pessimista para as alterações climáticas de 1,5 m de subida do nível do mar e da diminuição da precipitação em 42%, simulou-se a resposta do aquífero a essas alterações. O resultado da simulação indica que a interface água doce/ água salgada poderá vir a avançar 20 m para o interior do continente e o nível piezométrico descer cerca de 1,5 se se mantiverem as extrações atuais.

O modelo conceptual aqui apresentado do aquífero costeiro da planície da Costa da Caparica carece de verificação, através da obtenção de mais informação geológica, nomeadamente: realização de sondagens mecânicas junto das geofísicas; realização de perfis geofísicos geoeletricos; identificação de variações piezométricas em maior número de captações;

contabilização de caudais extraídos; realização de análises químicas mais completas, das quais constem elementos guia como o Estrôncio e o Boro; modelação numérica 3D do aquífero desenvolvido na formação arenosa e a contribuição de água subterrânea através do Miocénico.



## Referências

- Almeida C.; Mendonça J. L.; Jesus M. R.; Gomes A. J. (2000) – Sistemas aquíferos de Portugal Continental. Centro de Geologia e Instituto da Água. Universidade de Lisboa.
- Andrade, C. (1989) – Guia de excursões – Litoral da Península de Setúbal *in* Ambientes Geológicos litorais. VI Simpósio de Geologia Aplicada e do Ambiente, Departamento de Geologia da FCUL, Lisboa.
- Antunes, M. T.; Viret, J.; Zbyszewski (1972) - Notes sur la Géologie et la Paléontologie du Miocène de Lisbonne *Sep. do Bol. do Mus. e Lab. Min. e Geol. da Fac. de Ciênc. de Lisboa*. LISBOA. Vol. 13(1),
- Appelo, C. e Postma, D. (1993) – Groundwater in freshwater-saltwater environments of the Atlantic coast, U. S. Geological Survey, Preston, Virginia.
- Azevedo, M. T. (1982) - O sinclinal de Albufeira - evolução pós-miocénica e reconstituição paleogeográfica. Dissertação de doutoramento. Universidade de Lisboa.
- Barbosa, B. A. (1995) - Alostratigrafia e Litostratigrafia das unidades continentais da bacia terciária do baixo Tejo - Relações com o Eustatismo e a Tectónica. *Ins. Geológico e Mineiro*. LISBOA.
- Barlow, P. (2003) - Groundwater in freshwater-saltwater environments of the Atlantic coast. U. S. Geological Survey, Preston, Virginia.
- Bittencourt, A.V. e Hindi, E.C.H. (2000) – Tópicos de hidroquímica. In: Memória 3º curso Sudamericano sobre Evolución y Conservación de Acuíferos. Universidade Nacional de Assunción. Assunción.
- Cabral, J.; Dias, R.P.; Brum, A. (1984) – Estudo de falhas afectando formações plio-quadernárias na zona da Fonte da Telha (Península de Setúbal). Com. Serv. Geol. Portugal, Lisboa.
- Cabral, J. J. S. e Demetrio, J. G. A. (2000) – Ferramentas para o gerenciamento integrado dos aquíferos da região metropolitana do Recife. In: Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 13. Belo Horizonte.
- Caria, C. (2012) - Estudo da Recarga de Águas Subterrâneas do Concelho de Almada. Dissertação de Mestrado apresentada à Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa.
- Carreira, P.M.; Nunes, D.; Valério, P.; Araújo, M.F. (2007) - Variações sazonais na composição isotópica nas águas de precipitação em Portugal continental – 15 anos de registo. VI congresso Ibérico de Geoquímica.
- Clark, I. e Fritz, P. (1997) – Environmental Isotopes in Hydrogeology. Lewis Publishers, New York, 328 p.

Condença, J. (2004) – Modelação da Intrusão Salina no Sector Tróia – Melides. Dissertação de Mestrado apresentada à Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa.

Craig, H. (1961) – Isotopic variation in meteoric waters. Science, 133.

Custódio, E. e Llamas, M. R. (1976) – Hidrologia subterrânea. Editorial Omega. Barcelona, Vol. 1 e 2.

Custódio, E. e Llamas M. R. (1983) – Hidrología subterrânea. Editorial Omega, Barcelona, Vol. 1 e 2.

Diamantino, C. (2009) – Recarga Artificial de Aquíferos – Aplicação ao Sistema aquífero da Campina Faro. Dissertação de Doutoramento apresentada à Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa.

Diersch, H. (2002) – FEFLOW – Reference Manual. WASY – Institute for Water Resources Planning and Systems Research Ltd, Berlin.

Fetter, C.W, (1994) – Applied Hydrogeology. Editions Prentice Hall, U.S.A.

Galego Fernandes, P. A. (2004) - Estudo Hidrogeológico dos Sistemas Aquíferos Sado-Sines: Evolução Hidrogeoquímica e Isotópica. Dissertação de Doutoramento apresentada à Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa.

Grinsted, A.; Moore, J. C.; Jefrejeva, S. (2009) - Reconstructing sea level from paleo and projected temperatures 200 to 2100 ad. Clim Dyn 34.

IPCC (2001) - Climate Change 2001, Impacts, Adaptation and vulnerability. Contribution of Working Group II. Third Assessment Report of the intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press.

Lanna, B. (1997) - Técnicas Quantitativas para o Gerenciamento de Recursos Hídricos, Editora da Universidade/UFRG, Associação Brasileira de Recursos Hídricos.

Mcneil, J. D. (1990) - Use of Electromagnetic Methods for Groundwater Studies. In: Ward, S. H. Geotechnical and Environmental Geophysics, V. 1, Review and Tutorial. Society of Exploration Geophysics, TULSA, EUA.

Manuppela, G; Antunes, M.T.; Pais, J.; Ramalho, M; Rey, J. (1999) - Carta Geológica de Portugal na Escala 1/50 000 e Notícia Explicativa da Folha 38-B Setúbal. Instituto Nacional de Engenharia, Tecnologia e Inovação. Lisboa.

Nabighian, M. N. e Macnae, J. C. (1991) - Time Domain Electromagnetic Prospecting Methods, In: M. N. NABIGHIAN, ED. Electromagnetic Methods in Applied Geophysics, Vol. 2, Soc. Expl. Geophys.

Pais, J.; Moniz, C.; Cabral, J.; Cardoso, J.L.; Legoinha, P.; Machado, S.; Morais, M.A.; Lourenço, C.; Ribeiro, M.L.; Henriques, P.; Falé, P. (2006) – Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000 e Notícia Explicativa da Folha 34-D Lisboa. Instituto Nacional de Engenharia, Tecnologia e Inovação. Lisboa.

Parry, M.L. (2000) – Assessment of Potential Effects and Adaptations for Climate Change in Europe: The ACACIA Project, Jackson Environment Institute, University of East Anglia.

Reynolds, J. M. (1997) - An Introduction to Applied and Environmental Geophysics. John Wiley & Sons, England.

Ribeiro, A.; Antunes, M. T.; Ferreira, M. P.; Rocha, R. B.; Soares, A. F.; Zbyszewski, G.; Moitinho de Almeida, F.; Carvalho, D.; Monteiro, D. (1979) - Introduction à la Géologie Générale du Portugal. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa.

Rosman, P. C. C. (2001) - Os Modelos para Recursos Hídricos. In: Magrini, A. dos Santos, M. A. (eds). Gestão Ambiental em Recursos Hídricos (Vol. 3), Capítulo 2 (Parte III), Instituto Virtual Internacional de Mudanças Globais, COPPE/UFRJ.

Santos, F.D.; Forbes, K.; Moita, R. (editors) (2002) – Climate Change in Portugal. Scenarios, Impacts and Adaptation Measures – SIAM Project. Gradiva, Lisboa.

Santos, F.D. e Miranda, P. (editores) (2006) – Alterações Climáticas em Portugal. Cenários, Impactos e Medidas de Adaptação – Projecto SIAM II. Gradiva, Lisboa.

Silva, M. (1988) – Hidrogeologia do Miocénico do Algarve. Dissertação de Doutoramento apresentada à Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa.

Silva, M.O. (1984) – Hidrologia do Algarve Oriental. Dissertação de Doutoramento apresentada à Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa.

Simões, M. (1998) - Contribuição para o conhecimento hidrogeológico do Cenozóico na Bacia do Baixo Tejo. Dissertação para obtenção do grau de doutor em Geologia, na especialidade de Hidrogeologia. Universidade Nova de Lisboa.

Simões, M.; Martinez, J.; Mancuso, M. (2011) – Degradação da qualidade da água subterrânea no aquífero costeiro das Terras da Costa e medidas para remediação da contaminação por nitratos resultantes da agricultura intensiva. 11º Congresso da Água - 6 a 8 de Fevereiro, APRH. Porto.

Telford, W.M.; Geldart, L.P.; Sheriff, R.E. (1990) - Applied Geophysics. Second Edition, Cambridge University Press, Cambridge.

Todd, D. (1959) – Hidrologia de águas subterrâneas. Editora Edgard Blucher, São Paulo.

Veiga da Cunha, L.; Ribeiro, L.; Oliveira, R.; Nascimento, J.; Monteiro, J. P.; Nunes, L. M.; Dill, A. C. (2006) - Recursos Hídricos, in Santos F.D. e Miranda P. (eds) Alterações Climáticas em Portugal: Cenários, Impactos e Medidas de Adaptação, projeto SIAM II, cap.3, pp. 115-168, Gradiva, Lisboa.

Veiga da Cunha, L.; Ribeiro, L.; Oliveira, R.; Nascimento, J. (2007) - Impacts of climate change on water resources: a case-study on Portugal in: J.P. Lobo-Ferreira e J.M.P. Vieira (eds.), Water in Celtic Countries: Quantity, Quality and Climate Variability, IAHS Publ. no. 310.